

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE MÉXICO

U. A. E. M.



FACULTAD DE INGENIERÍA

CENTRO INTERAMERICANO DE RECURSOS DEL AGUA
C. I. R. A.

*ANÁLISIS DEL COMPORTAMIENTO ISOTÓPICO DEL ACUÍFERO DE
LA CUENCA DEL ALTO LERMA, EN LA REGIÓN DEL VALLE DE TOLUCA*

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRO EN CIENCIAS DEL AGUA

PRESENTA

ING. ÁNGEL ASUNCIÓN GONZÁLEZ MARTÍNEZ

DIRECTOR DE TESIS
Dr. JAIME GÁRFIAS SOLIZ

TOLUCA, MEX.,

2002



Ciudad Universitaria, Toluca. México, a 29 de enero de 2002

ING. ÁNGEL ASUNCIÓN GONZÁLEZ MARTÍNEZ
Presente.

En contestación a su solicitud transcribo a continuación el tema que, aprobado por esta Dirección propuso el Dr. Jaime Max Garfías Soliz, con el fin de que lo desarrolle como Tesis para la presentación de su Examen de Grado de la **MAESTRÍA EN CIENCIAS DEL AGUA.**

“ANÁLISIS DEL COMPORTAMIENTO ISOTÓPICO DEL ACUÍFERO DE LA CUENCA DEL ALTO LERMA, EN LA REGIÓN DEL VALLE DE TOLUCA”

| | |
|------------|--|
| | LISTA DE FIGURAS |
| | LISTA DE TABLAS |
| | RESUMEN |
| CAPÍTULO 1 | INTRODUCCIÓN |
| CAPÍTULO 2 | HIDROGEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO |
| CAPÍTULO 3 | ISÓTOPOS AMBIENTALES EN HIDROLOGÍA |
| CAPÍTULO 4 | USO DE ISÓTOPOS AMBIENTALES EN EL ACUÍFERO DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO LERMA |
| CAPÍTULO 5 | CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES |
| | BIBLIOGRAFÍA |

Asimismo, para la aprobación de la tesis y demás trámites deberá sujetarse al reglamento respectivo de esta Institución.

A T E N T A M E N T E
“PATRIA, CIENCIA Y TRABAJO”
“2002, Año de Nezahualcóyotl, el Rey Poeta”



FACULTAD DE INGENIERÍA

Yaza
Cotero
ING. ENRIQUE MAZA COTERO
DIRECTOR

c.c.p. Archivo

Con gratitud y cariño a mis padres

A mis hermanos

A mi esposa

A mis hijos

Miguel Ángel y Claudia

La razón latente de mi superación

Agradecimientos

Al Dr. Jaime Gárfias Soliz, la dirección y revisión de cada uno de los temas tratados en esta tesis.

A los M. en C. Pedro Morales P. y Edith Cienfuegos A. del Laboratorio Universitario de Geofísica Isotópica, del Instituto de Geofísica de La UNAM, por la realización de los análisis de laboratorio.

A la Dra. Alejandra Cortes del mismo Instituto, por sus valiosos comentarios.

A la Comisión Nacional del Agua del Valle de Toluca y del Valle de México. A la Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica (DGCOH) del Departamento del Distrito Federal (DDF) y al Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA), por su apoyo con el acervo bibliográfico.

Al personal de la Biblioteca del Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares, por su atención siempre tan oportuna, con amplio material bibliográfico.

Al Ing. Cuahutémoc Gutiérrez, del Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares por su apoyo incondicional.

Al honorable jurado académico, por las sugerencias en la revisión de esta tesis.

Un agradecimiento muy especial a las personas que ya no se mencionan aquí, pero que sin su apoyo no hubiera sido posible la realización de este trabajo.

ÍNDICE GENERAL

| | Página |
|---|--------|
| LISTA DE FIGURAS | iii |
| LISTA DE TABLAS | v |
| RESUMEN | 1 |
| | |
| CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN | |
| 1.1 Antecedentes y problemática regional | 4 |
| 1.2 Objetivos | 12 |
| 1.3 Metodología | 14 |
| | |
| CAPÍTULO 2 HIDROGEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO | |
| 2.1 Localización de la zona de estudio | 17 |
| 2.2 Fisiografía | 21 |
| 2.3 Hidrografía | 22 |
| 2.4 Orografía | 27 |
| 2.5 Geología | 28 |
| 2.6 Edafología | 35 |
| 2.7 Climatología | 38 |
| 2.8 Hidroestratigrafía | 42 |
| | |
| CAPÍTULO 3 ISÓTOPOS AMBIENTALES EN HIDROLOGÍA | |
| 3.1 Introducción | 45 |
| 3.2 Elementos e isótopos | 47 |
| 3.3 Patrones de referencia y medición isotópica | 48 |
| 3.4 Fraccionamiento isotópico | 55 |
| 3.5 Composición isotópica en precipitaciones | 58 |
| 3.6 Composición isotópica en aguas superficiales y aguas subterráneas | 60 |

| | | |
|---------------------|---|-----|
| CAPÍTULO 4 | USO DE ISÓTOPOS AMBIENTALES EN EL ACUÍFERO DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO LERMA | |
| 4.1 | Introducción | 64 |
| 4.2 | Composición isotópica en aguas meteóricas | 70 |
| 4.3 | Composición isotópica en aguas superficiales | 75 |
| 4.4 | Composición isotópica en aguas subterráneas | 80 |
| 4.5 | Composición isotópica y salinidad en el acuífero | 90 |
| 4.6 | Localización de las zonas de recarga | 96 |
| | | |
| CAPÍTULO 5 | CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES | |
| 5.1 | Conclusiones | 104 |
| 5.2 | Recomendaciones | 107 |
| | | |
| BIBLIOGRAFÍA | | 109 |

LISTA DE FIGURAS

| | Página |
|--|--------|
| Figura 2.1 Regiones fisiográficas de la República Mexicana | 18 |
| Figura 2.2 La zona de estudio en el Estado de México | 20 |
| Figura 2.3 Corte transversal Oeste-este del Valle de Toluca | 29 |
| Figura 2.4 Formaciones geológicas de la zona de estudio | 31 |
| Figura 2.5 Edafología de la zona de estudio | 36 |
| Figura 3.1 Composición isotópica en aguas naturales | 52 |
| Figura 3.2 Línea de evaporación respecto de la humedad relativa | 53 |
| Figura 3.3 Enriquecimiento isotópico por efecto de la humedad | 54 |
| Figura 4.1 Localización de la zona de estudio y zonas adyacentes | 65 |
| Figura 4.2 Mapa de isoyetas de la Cuenca Alta del Río Lerma..... | 67 |
| Figura 4.3 Localización de los puntos de muestreo | 68 |
| Figura 4.4 Composición isotópica en precipitaciones en la Sierra de las Cruces | 71 |
| Figura 4.5 Composición isotópica en precipitaciones al sur de la Sierra de las Cruces | 72 |
| Figura 4.6 Composición isotópica en precipitaciones en el sudoeste del Valle de México | 73 |
| Figura 4.7 Composición isotópica en aguas superficiales en la Cuenca Alta del Río Lerma | 77 |
| Figura 4.8 Composición isotópica en aguas subterráneas en la Cuenca Alta del Río Lerma | 81 |
| Figura 4.9 Composición isotópica en aguas subterráneas en la Sierra de las Cruces | 83 |
| Figura 4.10 Composición isotópica en aguas subterráneas al nordeste del Valle de México | 84 |
| Figura 4.11 Composición isotópica en aguas subterráneas al poniente del Valle de México | 85 |
| Figura 4.12 Composición isotópica en aguas subterráneas al sur del Valle de México | 86 |

| | |
|--|-----|
| Figura 4.13 Composición isotópica en aguas subterráneas al noroeste del Valle de México | 87 |
| Figura 4.14 Composición isotópica y salinidad en el acuífero de la Cuenca Alta del Río Lerma | 92 |
| Figura 4.15 Distribución espacial de la salinidad en la zona de estudio | 95 |
| Figura 4.16 Efecto altitudinal en aguas meteóricas | 98 |
| Figura 4.17 Localización de las zonas de recarga en la Cuenca Alta del Río Lerma | 102 |

LISTA DE TABLAS

| | Página |
|---|---------------|
| Tabla 4.1 Composición isotópica en precipitaciones | 74 |
| Tabla 4.2 Composición isotópica en aguas superficiales en la zona de estudio | 79 |
| Tabla 4.3 Composición isotópica en aguas subterráneas en la zona de estudio | 88 |
| Tabla 4.4 Resumen de la composición isotópica en la zona de estudio | 91 |
| Tabla 4.5 Composición isotópica y altitud de recarga en aguas subterráneas en la Cuenca Alta del Río Lerma | 100 |
| Tabla 4.6 Resumen del análisis isotópico en la Cuenca Alta del Río Lerma | 103 |

RESUMEN

La población metropolitana de la ciudad de México con más de 20 millones de personas, tiene una de las mayores tasas de consumo de agua potable en el mundo, $67 \text{ m}^3/\text{s}$. La extracción de aguas subterráneas de la zona lacustre del Valle de México ha provocado hundimientos de hasta 15 cm/año ; daños a construcciones y suelo en general; así como fracturas en tuberías de agua potable y drenaje. Actualmente se extraen de la zona lacustre $40 \text{ m}^3/\text{s}$ y se necesita encontrar otras fuentes de abastecimiento. Las cuencas más cercanas son las de Lerma y Cutzamala en el Estado de México de donde se importa 6.1 y $10.6 \text{ m}^3/\text{s}$. El Estado de Hidalgo aporta alrededor de $2.5 \text{ m}^3/\text{s}$. Estos datos muestran un déficit cercano a los $8 \text{ m}^3/\text{s}$, por lo que se trabaja en lo que se conoce como la cuarta etapa del Cutzamala, el sistema Temascaltepec en el mismo Estado de México, donde se espera obtener $5 \text{ m}^3/\text{s}$.

El constante crecimiento de la población metropolitana demandará cada vez mayores volúmenes de agua, por lo que siendo la cuenca Alta del Río Lerma la más cercana al Valle de México y por la infraestructura ya existente, se convertirá en candidato idóneo para seguir explotándola. La explotación del acuífero del Alto Lerma ya ha producido algunas alteraciones ecológicas, como pérdida de fertilidad del suelo, los cultivos antes de riego ahora son de temporal, cambiando el paisaje, forma de vida y economía de los habitantes de la región, disminución de los niveles freáticos, resequedad del suelo, la fauna de antaño está en extinción y los cuerpos de agua se han convertido en ciénagas. De seguir así se puede producir un desequilibrio ecológico al ecosistema de este acuífero tan importante en el Estado de México, en el corto plazo. Sin duda, el estudio de éste, permitirá hacer

estimaciones sobre su vulnerabilidad y promover mecanismos adecuados de explotación y preservación como fuente de abastecimiento.

Las técnicas isotópicas hoy en día, representan una de las herramientas más modernas para estudios relacionados con el ciclo natural del agua en el ecosistema mundial, gracias a la técnica y la existencia de equipo electrónico de laboratorio capaz de detectar cantidades muy pequeñas de los elementos naturales que constituyen las moléculas del agua y del aire. Al estudiar la abundancia relativa de los isótopos de deuterio y oxígeno-18 en aguas meteóricas, se puede estudiar su origen, períodos y procesos de recarga o también la historia del agua, esto es, los procesos de mezclado, mineralización o mecanismos de descarga.

El propósito fundamental de este trabajo es analizar el comportamiento isotópico del acuífero de la Cuenca Alta del Río Lerma, en la región del Valle de Toluca. Esta cuenca tiene su límite occidental en las faldas del Nevado de Toluca, su límite oriental lo constituyen las Sierras de las Cruces y Monte Alto, que la separa de la cuenca del Valle de México y el Estado de Morelos en su proyección hacia el sur en las proximidades de la Laguna de Zempoala y la Sierra Nahuatlaca- Matlazinca. En la porción sur, dentro del Valle de Toluca, los límites son el Cerro Tetepetl en Tenango del Valle y la Sierra Nahuatlaca, donde se encuentra la Laguna de Almoloya del Río que colinda con San Pedro Techuchulco y Tenango del Valle. La Laguna se conoce como el nacimiento del Río Lerma. Al norte, en la porción más amplia del valle, encuentra su salida natural hacia el Valle de Ixtlahuaca con una dirección predominantemente sur-noroeste.

En este trabajo se describen los antecedentes y la problemática regional. Se hace un análisis hidrogeológico de la zona de estudio, destacando el relieve topográfico, su geología, hidrostratigrafía y climatología característica. Se presenta la cuantificación isotópica de las aguas meteóricas y de diferentes cuerpos de agua, manantiales, arroyos, pozos profundos, pozos poco profundos y ríos, localizados en esta cuenca. Mediante el análisis de la composición isotópica de este acuífero y otros acuíferos vecinos, se encontró que el comportamiento isotópico del acuífero del Alto Lerma es consistente en el ámbito regional. La relación isotópica entre las aguas meteóricas y las aguas subterráneas, permite

deducir que la composición isotópica de estas últimas está representada por la composición isotópica media característica de las precipitaciones acaecidas en las elevaciones circundantes de este acuífero. Una parte de las precipitaciones forma escurrimientos superficiales con dirección a las partes bajas de los valles y la otra, se infiltra en el subsuelo para recargar los mantos freáticos de este acuífero, siendo en ambos casos de origen meteórico.

El análisis de la salinidad y la composición isotópica de este acuífero, permitió identificar la influencia de la evaporación y la disolución de las rocas del subsuelo en el contenido isotópico de las aguas subterráneas, con lo que se pudo constatar en base al contenido isotópico que las aguas de la Laguna de Almoloya del Río no contribuyen a la recarga de este acuífero. Además se infiere un comportamiento similar de todos los cuerpos superficiales que se encuentran a lo largo del Río Lerma, pues están desconectados de los mantos freáticos subterráneos, lo mismo que el cauce propio del Río Lerma. El estudio de la distribución espacial de la salinidad permitió identificar la dinámica del flujo subterráneo. Como esta concentración se relaciona con la distancia de infiltración de las aguas de recarga, la dinámica del flujo subterráneo se encontró consistente con el relieve topográfico y con orientación sur-noroeste, con importantes variaciones hacia las estribaciones de la Sierra de las Cruces, a la altura de la Laguna de Almoloya del Río, Tlazala y Villa Carmela en Lerma, lugar donde se encuentran ubicados los pozos de extracción de agua potable para consumo regional y para la ciudad de México. Finalmente, se presenta un análisis del contenido isotópico respecto de la altitud en metros sobre el nivel del mar de los cuerpos de agua analizados, para estimar la cota media de elevación de las áreas de infiltración de las aguas de recarga del acuífero del Alto Lerma.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES Y PROBLEMÁTICA REGIONAL

Cuando se habla de agua, difícilmente se tiene idea de cuánta paciencia y habilidad se hace necesario invertir para rastrearla, encontrarla, manejarla y cuidar de ella, cuán a fondo hay que entender su altivez para someterla y doblegarla a nuestra voluntad, para satisfacer las más elementales necesidades humanas. Sin embargo, es necesario recapacitar por un momento en la importancia que tiene el conocimiento profundo de su naturaleza y el valor que cada uno de nosotros le confiere.

Para la mayoría de las personas que la necesitan, basta abrir una llave y la tienen disponible. Para la industria es un insumo que se necesita y ha de conseguirse, para integrarla a los procesos productivos, después de lo cual la devuelve contaminada en la mayoría de los casos. Para las autoridades, representa un recurso cada vez más escaso y difícil de manejar, no sólo por conseguirla, sino también por su distribución hasta los puntos de consumo y en las últimas décadas además, por el elevado riesgo de contaminarla. Para nuestros indígenas, el agua reviste valores casi sagrados heredados por sus antepasados, para ellos se ha convertido en una cuestión de vida o muerte. Cualquiera que sea nuestra actitud respecto de este recurso, es innegable que representa la vida, simple y llanamente es la vida.

Muchos analistas (Starr, 1992), consideran que después del petróleo, el agua se convertirá en el principal motivo de conflictos bélicos internacionales. A principios de 1980, los servicios de inteligencia de los Estados Unidos de América, estimaron en diez las regiones en el mundo que podrían enfrentarse por la disputa de los recursos hídricos. Entre las cuencas más conflictivas se encuentran las de los ríos Jordán (Líbano), Eufrates (Asia) y Nilo (Egipto). De la superficie total de la tierra, el 70% equivalente a 1360 millones de kilómetros cúbicos está cubierta por agua, aunque es una cantidad considerable, el 98% de la misma no es apta para consumo humano por la gran cantidad de sales que contiene. La tecnología actual para potabilizarla requeriría una inversión impensable. El 2% restante es agua dulce y la mayor parte de esta se encuentra en los casquetes polares y el resto está distribuida en los diferentes acuíferos subterráneos del planeta. Se estima que sólo el 0.014% se encuentra en lagos, ríos, arroyos y manantiales. Si fuera posible repartir esta cantidad de agua entre los habitantes de la tierra, a cada uno le tocarían tres millones de metros cúbicos, cantidad suficiente para vivir a plenitud. Sin embargo, su distribución en la hidrosfera no es uniforme, por lo que mientras algunos países cuentan con grandes cantidades, muchos otros más sufren escasez del vital líquido.

En el ámbito mundial se considera aceptable disponer anualmente de 1000 metros cúbicos por habitante, es una cantidad mínima, pero garantiza una adecuada calidad de vida y un desarrollo moderado de un país. Por debajo de esta cantidad, se considera que el país sufre una escasez crónica. Ya en 1990, 335 millones de habitantes integrantes de 28 países, se encontraban en estas condiciones y se estima que para el año 2025, 52 países se hallarán en la misma categoría. El incremento en la demanda de agua se debe principalmente al crecimiento poblacional, en 1990 la población mundial llegó a 5000 millones de habitantes con un consumo de 520 kilómetros cúbicos por año, en la actualidad se ha estimado un consumo superior a 5400, casi diez veces el de 1990.

En el territorio Mexicano, con una precipitación media anual de 780 mm, se tiene una captación de 1522 kilómetros cúbicos por año (CNA, 1993). Aproximadamente el 20 % constituye los escurrimientos superficiales, cerca de 410 Km³/año se almacenan en 314 cuencas del país y 120 Km³/año en presas construidas para este propósito. El 70 % se

pierde por evaporación y transpiración de la cubierta vegetal, quedando solamente alrededor del 10 % para infiltrarse y recargar los acuíferos de aguas subterráneas.

En las grandes ciudades el problema de la demanda de agua se agudiza cada vez más. A principios de siglo no había ciudades con más de 5 millones de habitantes, en 1950 ya había 6 y para 1980 se contaban 26. Para el año 2000 se calculan en 60 y para el año 2025 se ha estimado en 90 las ciudades con más de 5 millones de personas. Es obvio el problema que ya existe para las ciudades con más de 20 millones de habitantes como la ciudad de México, no sólo por la demanda, sino por la gran cantidad de fugas en las redes de distribución y la poca conciencia ciudadana que existe actualmente. Aunado a lo anterior, se ha podido determinar que casi todos los cuerpos importantes de agua enfrentan grandes problemas de contaminación (CNA, 1990). Las cuencas de los ríos Pánuco, Lerma, Balsas y San Juan reciben el 50 % de su volumen de aguas residuales. Los acuíferos más contaminados se localizan en la Comarca Lagunera, Valle de México, Región del Bajío y Valle del Mezquital.

Los números, indican que ni los habitantes del planeta ni los de nuestro país, deberían tener problemas de abastecimiento de agua, sin embargo su irregular distribución espacial y temporal, la contaminación y la carencia de infraestructura adecuada, entre otros factores, nos sitúan a todos en la penosa realidad de gran escasez.

Por lo anterior, toda forma de estudio relacionado con el agua, para el conocimiento, análisis y entendimiento de la naturaleza del vital líquido ha de coadyuvar al buen manejo y conservación de este recurso para beneficio de toda la comunidad. En la medida en que se use mejor, tendremos la seguridad de que habrá alimentos suficientes y una adecuada calidad de vida, tanto para nuestra generación como para las que nos sucedan.

La elaboración del presente trabajo surge de esta necesidad, por ser parte de este ecosistema regional de la Cuenca Alta del Río Lerma, donde la aplicación de las técnicas isotópicas para caracterizar hidrológicamente el acuífero es incipiente, no obstante constituir una de las zonas de importación de agua potable para la población metropolitana de la ciudad de

México. La Cuenca Alta del Río Lerma, se encuentra al occidente del Valle de México, en la porción central del Estado de México, dentro de la región fisiográfica de la Faja Neovolcánica Transmexicana. Está constituida por valles circundados por elevaciones montañosas de origen volcánico, tanto al oriente y poniente como en la parte sur.

El objetivo central de este trabajo es el estudio del comportamiento isotópico característico de este acuífero dentro del Valle de Toluca, mediante la utilización de los isótopos estables oxígeno-18 y deuterio. La utilización de técnicas isotópicas en estudios hidrológicos, permite estudiar el origen del agua de recarga de un acuífero, los procesos de restauración y dinámica del flujo subterráneo y la interacción con los minerales que encuentra a su paso.

El agua está formada por moléculas constituidas por elementos del hidrógeno y del oxígeno. Se encuentran presentes distintas variedades de átomos con diferente masa atómica llamados isótopos. Los isótopos del hidrógeno son el protio ^1H , es ligero y muy común, el deuterio ^2H , es pesado y raro; los del oxígeno son el ^{16}O , es ligero y muy común, el ^{18}O , es pesado y raro y el ^{17}O , es el más raro. Así que se encuentran varios tipos de moléculas siendo la más común H_2^{16}O , las moléculas $\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ y $^2\text{H}^{18}\text{O}$ son las más raras.

El ciclo hidrológico es bien conocido en su contexto general. El agua de mar se evapora formando las nubes que son transportadas a los continentes donde gradualmente se condensan y precipitan. Parte de las precipitaciones forman escurrimientos superficiales que finalmente regresan al mar, otra parte regresa a la atmósfera a través de la evapotranspiración, el resto se infiltra en el subsuelo recargando los mantos freáticos.

Cuando las masas de vapor, originadas en las costas, avanzan hacia los continentes, experimentan notables cambios en el contenido isotópico de sus moléculas, ocasionados por diferentes procesos atmosféricos. A medida que el vapor prosigue su recorrido, el vapor va perdiendo isótopos pesados ^{18}O y deuterio ^2H , los cuales tienen menor tendencia a evaporarse respecto de los ligeros ^{16}O y ^1H y se condensan preferentemente, entonces el vapor se enriquece en isótopos ligeros. Al encontrar una disminución de temperatura por efecto de las formaciones montañosas, el vapor se condensa y precipita en forma de lluvia,

nieve o granizo con una concentración isotópica característica, como este proceso es repetitivo, la lluvia llega a ser progresivamente reducida en isótopos pesados y que las precipitaciones tengan contenidos más bajos de isótopos pesados a medida que se alejan de la costa (Fritz y Fontes, 1980), por esta razón, las aguas de recarga de un lugar determinado, tienen una composición isotópica característica única (Clark y Fritz, 1997).

Cuando el agua precipitada llega al suelo, disuelve el polvo atmosférico y las partículas cercanas a la superficie terrestre, los fertilizantes, pesticidas y los desechos de toda índole son integrados a las masas de agua, que se infiltran con un rasgo característico de cada lugar. Durante la infiltración el agua se combina con el CO₂ producido por procesos biogénicos, atribuyéndole propiedades ácidas que disuelve los componentes del suelo y las rocas, proceso que varía según el tipo de suelos, roca, clima y condiciones de flujo subterráneo. La disolución cesa cuando la saturación iónica se alcanza pero las reacciones de intercambio pueden continuar.

Por lo general, la composición isotópica de las aguas subterráneas está relacionada con la composición isotópica de las precipitaciones de la región de recarga (Rozanski y Gonfiantini, 1990), de manera que si se compara la composición isotópica de los diferentes cauces posibles, se puede determinar la fuente principal de recarga de la zona de estudio. Si la composición isotópica de las aguas subterráneas no cambia dentro de un acuífero, ésta refleja el origen del agua, es decir las zonas, periodos y procesos de recarga. Si la composición isotópica cambia a lo largo de la dirección de flujo, entonces refleja la historia del agua, esto es, los procesos de mezclado, mineralización y mecanismos de descarga.

El uso más común de la composición isotópica de muestras de agua, ha sido como trazadores para estudiar el movimiento a gran escala de aguas subterráneas, sin embargo, estas técnicas han logrado una gran aceptación en todo el mundo, como trazadores hidrológicos, hay una gran variedad de ellos y su utilización depende de factores económicos, tipo de estudios a realizar y naturaleza del medio hidrológico (Davis y Bentley, 1982).

Respecto de la problemática que se presenta en la Cuenca Alta del Río Lerma, cabe mencionar que, debido al crecimiento ininterrumpido de la población del área metropolitana de la ciudad de México, las autoridades se enfrentan día con día con los problemas de importación y distribución del vital líquido para satisfacer la demanda de agua potable para sus habitantes.

Desde el siglo XVIII, se ha llevado a cabo la extracción de la zona lacustre de la Cuenca del Valle de México, esto es, el acuífero localizado en el subsuelo de la ciudad, para atender la demanda de la población. Actualmente se extraen cerca de 43 m³/s y se aprovechan cuerpos de agua superficial, lo que representa 1.4 m³/s (CNA, 1999). Sin embargo el crecimiento de la misma ha ido en aumento constantemente y desde finales del siglo XIX las autoridades visualizaron la necesidad de realizar estudios hidrológicos para encontrar fuentes alternas de abastecimiento.

Necesariamente las cuencas más cercanas al Valle de México fueron el objetivo inmediato, la Cuenca Alta del Río Lerma cuyas lagunas se encuentran a 300 m por encima del nivel de la ciudad de México, se convirtió rápidamente en la solución por una parte para sufragar la demanda de la población metropolitana y por la otra se podrían resolver los problemas de inundación en época de lluvias que se tenían en esta cuenca regional desde el siglo XVII. Seguidamente la región del Cutzamala fue objeto de estudios para el mismo objetivo. Así en 1990, la región de Temascaltepec, conocida como “la Cuarta Etapa del Cutzamala” fue la meta siguiente.

La administración pública del estado de México (Villada, 1893), reportaba la existencia de innumerables cuerpos de agua en todo el sur del valle de Toluca, en Lerma y Tenango. Las aguas dulces no se aprovechaban y en época de lluvias los habitantes de la región sufrían inundaciones. En 1957 se iniciaron los trabajos para la desecación de la región con el fin de aprovechar las tierras inundadas (Albores y Zárate, 1995).

El plan Lerma se inició en 1941 y se concluyó en 1951 con la construcción de un acueducto de 62 km de largo y 2.5 m de diámetro (Legorreta, 1997). Este acueducto atraviesa la Sierra

de las Cruces a través del túnel Atarasquillo-Dos Ríos de 14 km de largo, que va desde Ameyalco en el Municipio de Lerma hasta las instalaciones del Bosque de Chapultepec en la ciudad de México. El volumen inicial enviado a la ciudad de México fue de 2.5 m³/s. Actualmente, el volumen enviado es de 6.1 m³/s (CNA, 1999).

En el año 1990 se iniciaron los trabajos para importar el agua del Sistema Cutzamala, es una opción muy cara pues se debe elevar el líquido hasta una altura de 1200 m a través de 6 plantas de bombeo y debe potabilizarse, se integra al sistema Lerma y llega a la ciudad de México. El volumen enviado actualmente es de 10.6 m³/s (CNA, 1999).

El sistema Temascaltepec se ha estimado que aportará alrededor de 3 a 5 m³/s (CNA, 1999), a la ciudad de México. Lo anterior refleja un déficit de cerca de 7 m³/s, por lo que las autoridades han de decidir entre una sobreexplotación de la zona lacustre, traer más agua de las cuencas mencionadas o buscar otras fuentes más lejanas de abastecimiento.

Por lo que respecta a la Cuenca Alta del Río Lerma, que se encuentra dentro del Estado de México, el crecimiento poblacional está en auge y por lo tanto es necesario tomar en cuenta que la demanda de agua para uso doméstico, seguirá creciendo paralelamente y que en un futuro no lejano la demanda regional va a hacer difícil o imposible la exportación del vital líquido a la ciudad de México.

Con el fin de abastecer de agua potable a la ciudad de México, los trabajos hidráulicos del “Plan Lerma” se iniciaron en 1942, para captar las aguas superficiales de la Laguna de Almoloya del Río, Texcaltenango y Alta Empresa en el Estado de México (GEM, 1997). En 1951 se inició el envío de agua con 2.5 m³/s, a través del túnel Atarasquillo-Dos Ríos. Para 1969, había 230 pozos de explotación desde la Laguna de Almoloya del Río hasta Ixtlahuaca y Jocotitlán, elevándose el suministro a 12.69 m³/s. Con esto se abatieron los niveles freáticos. En la ciudad de Toluca llegó a los 60 m de profundidad, en las estribaciones de la sierra Monte Alto de 50 a 60 m, estribaciones del Nevado de Toluca 60 m y estribaciones de la Sierra de las Cruces 40 m.

Entre las alteraciones ecológicas de la zona, podemos mencionar: la pérdida de fertilidad del suelo y la transformación de los cultivos antes de riego ahora en temporales, lo cual ha modificado la forma de vida, el paisaje y la economía de los habitantes, la despresurización y disminución de los niveles freáticos y consecuentemente hundimientos y resequedad del subsuelo (Probosque, 1990), además del aumento de las zonas áridas de la región. Se han formado ciénagas en vez de cuerpos permanentes de agua, desapareciendo éstos casi totalmente en el invierno, esto ha causado un daño ambiental muy lamentable en la región, la flora y fauna regional está en proceso de desaparición.

Para 1992, con 914 pozos, se enviaron al D. F. $5.45 \text{ m}^3/\text{s}$, esto permitió una relativa recuperación del nivel freático. Sin embargo el crecimiento demográfico y los problemas de contaminación de esta cuenca, mantienen latente la problemática regional.

El grupo Herram de México (1992), a partir de un estudio climatológico, cuantificó el volumen total de agua captado en toda la cuenca en 3,540 millones de $\text{m}^3/\text{año}$, con 876 mm de precipitación media anual y una extensión de 4042 km^2 . Considerando escurrimientos del 20% y evapotranspiración del 68% (Atlas ecológico, 1993), resulta un remanente del 12% ($424.8 \text{ millones m}^3/\text{año}$) para recargar el acuífero de esta cuenca. En el mismo estudio se reporta un volumen de extracción de 448 millones $\text{m}^3/\text{año}$ de los cuales 171.8 millones $\text{m}^3/\text{año}$ ($5.45 \text{ m}^3/\text{s}$) se exportaron a la ciudad de México en ese año. Si bien, parte de las aguas de escurrimiento eventualmente se integran a las aguas subterráneas, se hace evidente la sobreexplotación a que este acuífero puede estar sometido a corto plazo.

Por lo tanto el conocimiento de este acuífero, permitirá contar con las herramientas técnicas para tomar decisiones respecto de la gestión y explotación de los recursos hídricos. Los estudios elaborados hasta la fecha en esta cuenca han estado a cargo de la Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica (DGCOH, 1992), del Departamento del Distrito Federal. Se han empleado modelos matemáticos para estudio del flujo vertical del acuífero (Lesser, 1992), estudios climatológicos y piezométricos para evaluar la capacidad hidrológica del acuífero (DGCOH, 1992, UNITECNIA, 1996), estudios sobre bombeo para determinar volúmenes de extracción (DGCOH, 1996).

Sin embargo, sólo existe un estudio sobre la aplicación de técnicas isotópicas en esta cuenca (Oliver et al., 1987) con muestras de aguas subterráneas, cuyo objetivo principal fue estudiar el comportamiento hidrogeoquímico de la cuenca del Valle de México y parte de la cuenca del Alto Lerma. En contraste se tienen estudios isotópicos en precipitaciones y aguas subterráneas en la Sierra de las Cruces (Cortes y Farvolden, 1989), de aguas subterráneas en el estado de Morelos (Morales et al., 1989), en aguas meteóricas de México (Castillo et al., 1984), aguas subterráneas en Chihuahua (Villegas et al., 1986), aguas subterráneas del valle de México (Arizabalo et al., 1987; Quijano, 1987).

El constante crecimiento de la población de la zona metropolitana, demandará cada vez mayores volúmenes de agua para sus habitantes, por lo que siendo la Cuenca Alta del Río Lerma uno de los puntos más cercanos al Valle de México y tomando en cuenta la infraestructura ya existente, se convertirá en uno de los sistemas con mayor probabilidad de seguir siendo explotado para satisfacer la demanda de agua potable para la población metropolitana.

Sobre la base de la problemática planteada en los apartados anteriores, todos los estudios que se lleven a cabo relacionados con el funcionamiento y dinámica de las aguas superficiales y subterráneas, ayudarán sin duda, a obtener un entendimiento y conocimiento del acuífero de la cuenca Alta del Río Lerma.

1.2 OBJETIVOS

El objetivo central de este trabajo es analizar el comportamiento isotópico del acuífero de la Cuenca Alta del Río Lerma en la región del Valle de Toluca, que permita identificar los mecanismos que gobiernan el sistema de flujo subterráneo en este sistema, mediante la utilización de los isótopos estables oxígeno-18 y deuterio.

Este objetivo principal estará integrado por los siguientes objetivos parciales:

- Identificar el funcionamiento hidrológico característico de este acuífero. Recopilar la información bibliográfica sobre las condiciones hidrogeológicas de la zona de estudio y los trabajos relacionados con el mismo, para definir las características de interés hidrológico en base a sus propiedades geológicas, edafológicas y climatológicas.
- Estudiar el comportamiento isotópico del acuífero. Partiendo de la base de que el flujo subterráneo es el vehículo de transporte de las características físicas e isotópicas ambientales, analizar las variaciones isotópicas de las aguas de este acuífero y realizar análisis comparativos con las zonas colindantes y acuíferos vecinos a fin de identificar el comportamiento particular característico en el ámbito regional.
- Identificar las áreas conectadas hidráulicamente con el acuífero. La infiltración del agua que recarga un acuífero, depende en gran medida, de las condiciones de la superficie del terreno en que se presenta, a partir de este punto puede evaporarse, escurrir o infiltrarse dependiendo del grado de permeabilidad de los diferentes estratos del subsuelo. Al analizar el balance isotópico del agua del acuífero, se podrá identificar las zonas que contribuyen a la recarga, esto es las que están conectadas con el mismo y las que no lo están.
- Estudiar la relación existente entre la composición isotópica y la salinidad de las aguas del acuífero. La evaporación de las aguas es uno de los factores que puede ocasionar un incremento en la salinidad del agua. Esto se ve reflejado al hacer el análisis de la composición isotópica de las aguas subterráneas, ya que permite dilucidar si tal incremento se debe a la evaporación o no. Así mismo, la salinidad de las aguas está relacionada con la distancia de recarga de un acuífero, por lo que a partir de este análisis se obtendrán datos de interés sobre la dinámica del flujo subterráneo.

- Identificar las zonas de recarga del acuífero. Mediante el análisis espacial de la composición isotópica de las precipitaciones, manantiales, embalses, lagos y pozos se podrá identificar la relación entre su localización altitudinal y la composición isotópica de cada uno de ellos. Esto, junto con el conocimiento de sus propiedades hidrogeológicas, permitirá conocer con precisión la ubicación de la cota de las zonas que contribuyen a la recarga de este acuífero.

1.3 METODOLOGÍA

Para lograr los objetivos presentados en el apartado anterior, se siguió la siguiente secuencia metodológica.

- Recopilación del inventario bibliográfico. Fue una fase de corta duración, se realizó un análisis de las condiciones hidrogeológicas del acuífero y de los trabajos elaborados y relacionados con el mismo, con el fin de identificar la tipología básica del funcionamiento hidrológico del acuífero y para delimitar con precisión la extensión del área de estudio en lo que a este proyecto en concreto se refiere.
- Sobre la base de la información obtenida, se elaboró un plan estratégico de recolección de muestras de agua, para determinar la composición isotópica en laboratorio. Los puntos de muestreo se eligieron para ser representativos de la zona de estudio tomando en cuenta la topografía y geología del lugar así como la presencia de escurrimientos, cuerpos superficiales y pozos localizados en la zona de estudio.
- Estudio del comportamiento isotópico del acuífero. En general, la historia de la formación de las nubes, responsables de las precipitaciones, suele repetirse de manera periódica. Las precipitaciones de cada región son ocasionadas por peculiares fenómenos meteorológicos con una composición isotópica media característica. Los ríos, lagos, manantiales y embalses conservan una composición

isotópica que corresponde a este valor medio típico de las precipitaciones, aun cuando la evaporación de las aguas sobre la superficie terrestre, produzca variaciones considerables. Al analizar los resultados de laboratorio de la composición isotópica de las precipitaciones y los diferentes cuerpos de agua que se encuentran dentro de este acuífero, se pudo identificar y tipificar en concreto el comportamiento isotópico del mismo. Se llevó a cabo un análisis comparativo entre la composición isotópica de las aguas de este acuífero y de los acuíferos vecinos, a fin de identificar un comportamiento isotópico concordante en el contexto regional y se pudo determinar que los resultados obtenidos son consistentes y la manera de como están relacionados unos con otros.

- Estudio de la relación entre la salinidad y la composición isotópica de las aguas de este acuífero. La evaporación continua de un cuerpo de agua, puede producir un incremento en la salinidad de la misma. Cuando este incremento se debe precisamente a la evaporación, se presentará una relación entre estos parámetros. Las aguas con mayor salinidad tendrán valores isotópicos más positivos y valores de exceso de deuterio más pequeños. Si esta relación no se presenta, la salinidad de las aguas puede ser atribuida a otros factores como la disolución de materiales del subsuelo con ésta y por lo tanto quedará de manifiesto una influencia pequeña o nula de la evaporación sobre el agua. Como la concentración de sólidos totales disueltos (STD), está relacionada con la distancia de las zonas de recarga, al analizar espacialmente tales concentraciones, se pudo hacer una estimación de la localización de las zonas que recargan este acuífero y una estimación del comportamiento del flujo subterráneo en particular.
- Identificación de las zonas de recarga. Las aguas que recargan un acuífero, pueden experimentar algún proceso de evaporación previa antes o durante su infiltración, como resultado de esto, los valores de la composición isotópica de estas muestras, quedan situados a la derecha de la línea de precipitación local característica de un acuífero, por lo tanto se puede establecer el grado de evaporación en esta etapa. Debido a que la evaporación aumenta cuando la infiltración del agua se retarda por

la presencia de materiales superficiales poco permeables o impermeables, el estudio de las variaciones en la composición isotópica de éstas, permite identificar las zonas que contribuyen a la recarga e incluso las áreas que lo hacen muy poco o están desconectadas del acuífero. El área de este acuífero donde se desarrolló este trabajo, se encuentra asentada en la parte más elevada del altiplano Mexicano, por lo que se estimó a las precipitaciones como la única fuente de recarga. Mediante la comparación de la composición isotópica de precipitaciones y la composición isotópica de los diferentes cuerpos de agua, se pudo identificar el origen de las aguas de recarga de este acuífero. Adicionalmente al estudiar la relación entre la composición isotópica de los diferentes cuerpos de agua y su localización en el relieve topográfico, se pudo estimar la altura media de recarga y la cota de infiltración al comparar su ubicación altitudinal y los perfiles del contenido de oxígeno-18 y deuterio en relación con la altitud topográfica.

- Evaluación de los resultados. Fue la etapa final de este trabajo y constituye la parte más importante. En cada caso se elaboraron las tablas y gráficas correspondientes, las cuales al tomar en cuenta los parámetros de mayor influencia, se obtuvieron conclusiones objetivas en el contexto local y regional, sobre el funcionamiento hidrogeológico de este acuífero de la Cuenca Alta del Río Lerma.

CAPÍTULO 2

DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

2.1 LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra en la parte central del Estado de México, al occidente de la ciudad de México, D. F., dentro de la región denominada Faja Neovolcánica Transmexicana (Raisz, 1964). Se encuentra asentada en uno de los valles de mayor elevación del altiplano mexicano (figura 2.1).

La formación topográfica de esta región, la convierte en un sitio de formación ideal de cuenca hidrográfica, debido principalmente, a que es un valle rodeado de formaciones montañosas de origen volcánico, tanto de oeste a sur como de este a norte, teniendo en la dirección noroeste una formación favorable de salida natural por donde fluyen sus aguas de descarga en épocas de lluvia y pasando por los estados de Querétaro, Morelia y Guadalajara, para finalmente desembocar en el Océano Pacífico.

Esta cuenca está formada por dos valles conocidos como el Valle de Ixtlahuaca, al norte y el Valle de Toluca, al sur. Se encuentra entre los paralelos $19^{\circ} 03'$ y $20^{\circ} 05'$ latitud norte y los meridianos $99^{\circ}17'$ y $100^{\circ}13'$ longitud oeste.

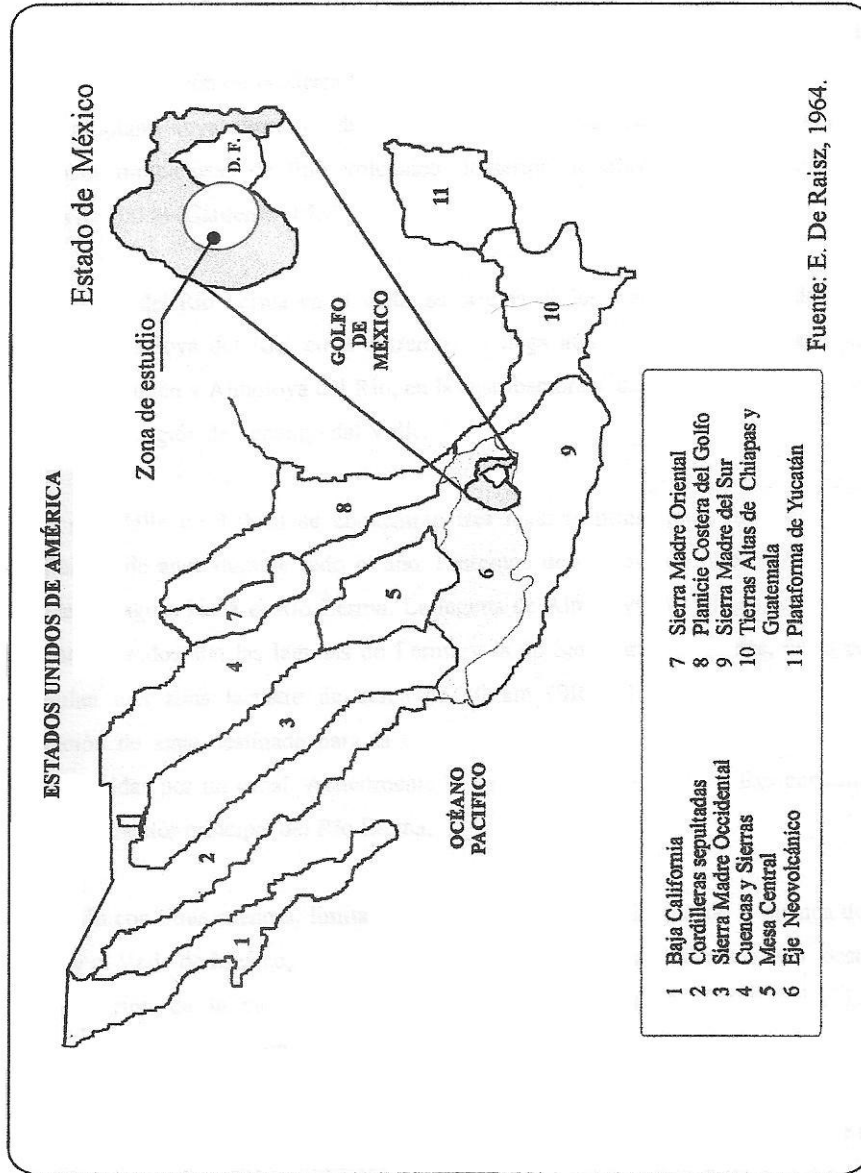


Figura 2.1. Regiones fisiográficas de la República Mexicana.

La región del Valle de Toluca, constituye la zona de estudio que aborda el presente trabajo, limitando al poniente la prominencia del Nevado de Toluca con 4690 msnm y su proyección al occidente en la Sierra La Gavia. Desde el sur y en su proyección oriental, se encuentra la formación de la Sierra Nahuatlaca-Matlazinca. La región se presenta como un extenso altiplano cuya altura va de los 2500 msnm a los 3000 msnm. Se encuentran elevaciones montañosas de tipo volcánico, lomeríos de aluvión y fallas escalonadas menores de 500 m (Cárdenas, 1985).

El nacimiento del Río Lerma en el valle, se origina en los manantiales que alimentan la laguna de Almoloya del Río, cuyo extremo sur llega aún hasta las poblaciones de San Pedro Techuchulco y Almoloya del Río, en las estribaciones del cerro La ladera, el volcán Tezontle en la región de Tenango del Valle.

Dentro del Valle de Toluca se encuentran tres lagunas principales, formando cuerpos superficiales de agua durante todo el año. Presentan descensos con dirección norte, para encausar las aguas hacia el Río Lerma. La laguna de Almoloya del Río es la más alta de tres. Las otras dos son las lagunas de Lerma y la de San Bartolo. Juntas, en el pasado constituían una zona lacustre de cerca de 30 km (SRH, 1969). Ahora, debido a la explotación de agua destinada para la ciudad de México, se encuentran convertidas en ciénagas unidas por un canal. Actualmente la Laguna de Almoloya del Río constituye el origen del colector principal del Río Lerma.

En relación con otras cuencas, limita al norte y este con los orígenes de la cuenca del Río Pánuco y el Valle de México, al sur con la cuenca del Río Balsas- Mezcala y al oeste con la continuación de la cuenca del Río Lerma y subcuencas de los ríos La Laja y Zinapécuaro, en su límite con el Estado de Michoacán (figura 2.2).

Por el oriente y en dirección sur-norte, las partes más elevadas constituyen el parte aguas con la cuenca del Río Balsas. Al oeste se encuentran los cerros San Antonio y La Calera, el Volcán Nevado de Toluca con 4690 msnm, la Sierra Campanario con 3360 msnm.

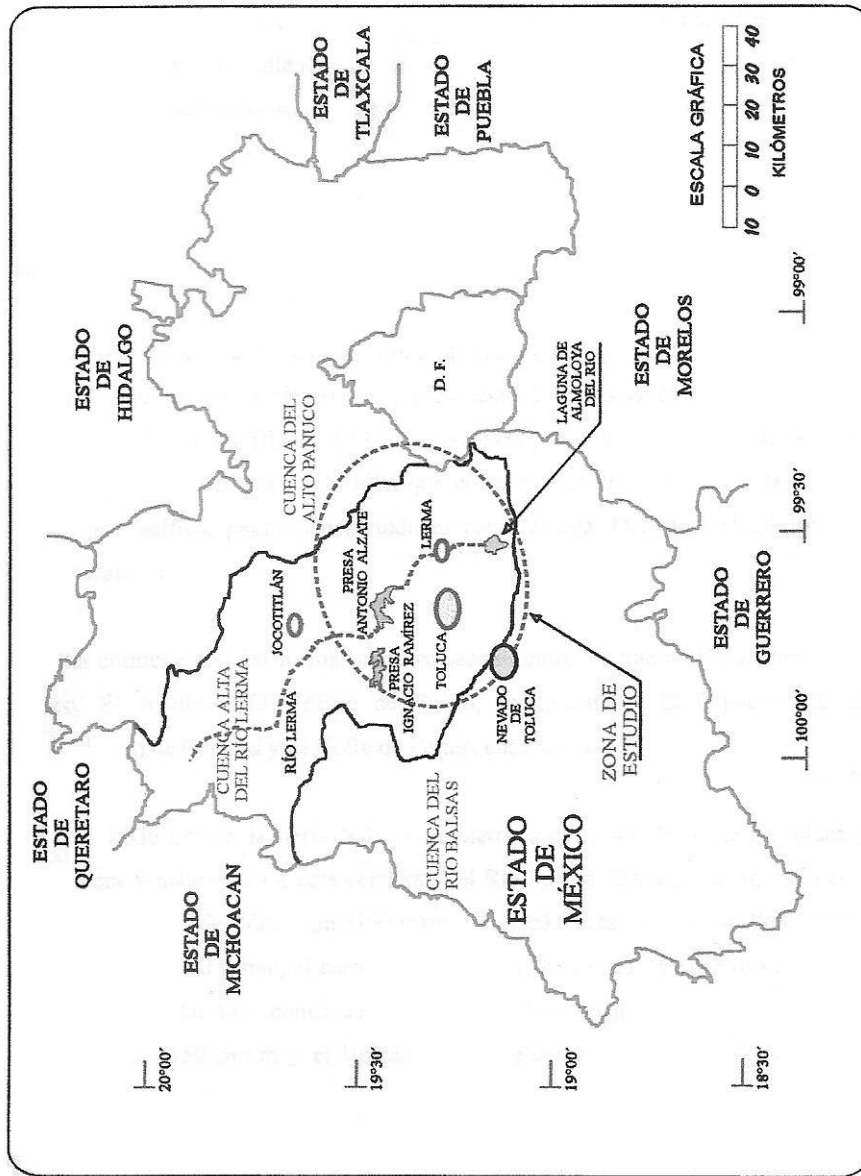


Figura 2.2. La zona de estudio en el Estado de México.

Al este el parte aguas pasa por la Sierra de las Cruces, Monte Alto, por el cerro La Catedral, donde se encuentra el cerro la Bufa con 3700 msnm, el cerro Peña Redonda con 3250 msnm, hasta llegar al Valle de México y los orígenes del Alto Pánuco. Al norte se extiende el valle por donde tiene su drenaje natural en la dirección noroeste.

2.2 FISIOGRAFÍA

La República Mexicana está dividida en once provincias fisiográficas (Raisz, 1964). La zona de estudio, se encuentra dentro de la provincia número seis conocida como Faja Neovolcánica Transmexicana (figura 2.1). Se caracteriza por una serie de manifestaciones volcánicas que se extienden por una región que cruza el país desde el Golfo de México hasta el Océano Pacífico, pasando por ciudades como Jalapa, Distrito Federal, Toluca, Morelia y Guadalajara.

Esta provincia contiene grandes formaciones volcánicas entre las que podemos mencionar El Seboruco, El Artillero, El Volcán de Fuego, La Malinche, El Popocatepetl, El Ixtlaxihuatl, El Pico de Orizaba y El Cofre de Perote, entre otros.

En la cuenca del Río Lerma, la sierra Nahuatlaca cierra la parte sur del Valle de Toluca y sirve de cabecera y nacimiento a esta corriente del Río Lerma. Destacando aquí el cerro Monte Azul en Tenango del Valle con 3150 msnm, el volcán Tres Cruces con 2900 msnm, el cerro Tetépetl con 2850 msnm, el cerro La Ladera con 2880 msnm y el cerro La Loma y el Nevado de Toluca, también conocido como Volcán Zinantecatl, con 4690 msnm, el volcán Tezontle de 3950 msnm y el Volcán La Guadalupana, todos ellos de formación reciente y algunos aún activos.

Al oriente destacan El Monte Alto, La Sierra de las Cruces y el Cerro Muñeco. Al oeste se encuentra parte del Nevado de Toluca, el cerro San Antonio y La Sierra Morelos. Al Norte se encuentra el cauce natural del Río Lerma.

2.3 HIDROGRAFÍA

Esta región se caracteriza por contener una gran cantidad de almacenamientos de agua, destacándose las presas Victoria, Tepetitlán, Ignacio Ramírez y Antonio Alzate. Hay otros cuerpos de agua de menor capacidad que se utilizan principalmente para riego.

La importancia de esta cuenca, radica en que es aquí donde se encuentran ubicadas las zonas agrícolas de riego y temporal más importantes de la entidad, con los rendimientos en la producción de maíz más altos a nivel nacional. Asimismo, es una de las fuentes de abastecimiento de agua potable para la ciudad de México, desde el año 1951 hasta nuestros días.

Tiene dos niveles de drenaje, uno sobre las serranías y su drenaje principal en el valle central que se extiende en dirección norte-sur y constituye el receptor principal de esta zona conocida como el Alto Lerma, cuyas aguas finalmente desembocan en el océano Pacífico.

La unidad de drenaje de las serranías presenta grandes pendientes asentadas sobre material parental con escasa vegetación en algunas partes pero con un bajo índice de erosión. Las extensiones de acumulación de agua son relativamente pequeñas y según su topografía son más profundas que anchas y aportan su cauce al receptor principal dando lugar a una gran cantidad de afluentes tanto del oeste como del este. En la planicie central, las condiciones de drenaje no son muy antiguas, así lo muestran los grandes espesores de sedimentos lacustres probablemente cementados y distribuidos uniformemente con profundidades variables, expuestos tanto por el Río Lerma como por sus afluentes. La presencia de diatomitas muestra evidencia de las condiciones lacustres de esta unidad (Cárdenas, 1985).

La cuenca presenta valles escalonados con dirección al centro de la misma, la pendiente de escurrimiento es suave donde llegan sus afluentes (GEM, 1993), la vegetación la constituyen bosques de pinos, oyameles y encinos, lo cual resulta ser un regulador natural para el escurrimiento. El origen de la cuenca se sitúa en la Laguna de Almoloya del Río actualmente convertida en ciénaga por la captación de agua para la ciudad de México. En

época de lluvias intensas el agua escurre hacia el norte pasando a la laguna de Lerma, donde otros afluentes como el río Ocoyoacac, los arroyos Santiaguito, El Ojo de Agua, Agua Bendita y Xalatlaco, entre otros, aportan su volumen. En la parte sur del Valle de Toluca, junto con San Pedro Techuchulco, se encuentra Almoloya del Río, ubicada dentro del medio geofísico, topográfico e hipsométrico del sur del Valle de Toluca, esta región constituye el nacimiento del Río Lerma y se le conoce como subcuenca número uno del Alto Río Lerma (Cárdenas, 1985).

Los principales alimentadores iniciales del Río Lerma fueron los manantiales y ojos de agua de Almoloya del Río, algunos de ellos formados en las zonas más elevadas de recarga y en los afloramientos de basalto que captan el agua de lluvia y la conducen a través de acuíferos libres. En la misma referencia se señala que existe otro grupo de manantiales, como el Pretunta, el Ixchuiapa y el Ixchahuapita, con circulación ascendente o de aguas brotantes en la ribera lacustre de Almoloya del Río. Así mismo se describe la existencia en la misma región, de manantiales termales con propiedades curativas que alcanzan los 26° C, entre ellos se citan el Tepozoco y el Atotonilco, que se originan en las fracturas profundas por contacto con roca maciza y la detrítica de la planicie y las brechas permeables del subsuelo.

Unos diez kilómetros al norte, por la laguna de Lerma, los afluentes destacados son los ríos: Ocoyoacac, Temoaya y Oztolotepec. Almoloya, Las cruces, El Zaguán, Dos caminos y en la parte sudoeste del Valle de Toluca, se localiza el municipio de Tenango del Valle, cuyas elevaciones importantes constituyen el parte aguas con la cuenca del Río Balsas. Al norte de este municipio se encuentra el lago El Zaguán que también forma parte del nacimiento del río Lerma. La hidrología de este municipio se describe en Piña (1999): "...a partir de la actividad volcánica del lugar, la lava que surgió, bajó hacia el sur bloqueando los angostos arroyos que fluían por esa parte, haciendo que el agua se volviera subterránea y aflorase en algunos manantiales". Los arroyos importantes de este municipio (GEM, 1997) son: Arroyo grande, La cieneguita, La ciénaga. Un poco más al norte se originan los ríos: Santiaguito, Verdigué, Tejalpa, Agua Bendita y otros de menor importancia hidrológica.

Por su margen derecha, recibe aportaciones del arroyo Ocoyoacac a unos 10 km de su origen. Este caudal es considerable en épocas de estiaje debido a las aportaciones de las lagunas de Salazar y otros pequeños manantiales regionales.

Según Hernández (1986), varios autores piensan que esta subcuenca se originó a finales del Plioceno y los afluentes del Río Lerma provenientes del Valle de Toluca descargaban su escurrimiento al Río San Jerónimo de la cuenca Balsas-Amacuzac y que fue el volcanismo basáltico quien cambió las redes de drenaje muy repentinamente durante el Terciario. Se estima que los lagos de esta región fueron depresiones de hasta 500 m de profundidad respecto del nivel actual y que fueron rellenados poco a poco, tanto por sedimentos aluviales provenientes de las montañas circunvecinas como de escorias y cenizas volcánicas.

Algunos trabajos (DDF, 1949; SARH, 1981) señalan que en alguna época los valles de Toluca y Ixtlahuaca formaban cuencas separadas y así lo sugiere la topografía actual de algunas elevaciones características, cortes litológicas, sondeos eléctricos y sismología existente (DGCOH, 1992), estas subcuencas se fueron llenando paulatinamente por sedimentos aluviales, escoria, piroclásticos y materiales actuales por lo que la Cuenca Alta del Río Lerma es de formación reciente, esto se ve de manifiesto en las aguas que fluyen sobre derrames basálticos recientes al noroeste de Atlacomulco.

El sistema de flujo superficial regional, una vez dentro del valle, forma su salida natural a través del Río Lerma con dirección sur-norte con desvíos importantes hacia la parte oriente, a la altura de Santa María Atarasquillo y Villa Carmela donde se encuentran los pozos de explotación del Departamento del Distrito Federal (DGCOH, 1992). El flujo sigue hacia el norte de Ixtlahuaca y Atlacomulco, hasta descargar su caudal en la región del Oro y el Lago de Chapala en el estado de Jalisco y llegar finalmente al Océano Pacífico. Respecto de las aguas subterráneas, en la misma referencia se menciona que los niveles estáticos en el valle de Ixtlahuaca son del orden de 40 a 80 m y en el Valle de Toluca son menores de 40 m desde Ocoyoacac hasta Alvaro Obregón y en la parte sur-oriente es menor a 30 m.

Los menores niveles estáticos se encuentran en la parte central del Valle de Toluca y en algunos lugares aflora el agua, como lo demuestran los pozos brotantes y manantiales de Álvaro Obregón, San Lucas Tepemajalco y Rayón. La menor profundidad del nivel estático se encuentra al sudeste de la ciudad de Toluca con 4.8 m, con lo que se puede establecer como una zona apropiada para futuros aprovechamientos de aguas subterráneas. Más al sur, se encuentran aún vasos de aguas superficiales como la Laguna de Almoloya del Río donde el agua constituye la alimentación inicial del Río Lerma.

En forma general, dentro de la zona de estudio existe un flujo regional sur-norte, favorecido por la altitud sobre el nivel del mar del nivel estático, siendo de 2650 msnm en Almoloya del Río y hasta 2530 msnm hacia el norte de Ixtlahuaca.

Los valles se encuentran limitados por lomeríos y cerros donde la permeabilidad es de media a baja. En las partes circundantes, se encuentran elevaciones montañosas comprendidas entre 2600 y 3500 msnm, formando un cerco en la parte oriente, poniente y sur de la región. Normalmente impiden el flujo superficial de agua hacia los valles; pero debido al enorme volumen de agua que captan y sobre todo por la gran cantidad de fallas y fracturas que contienen en sus afloramientos volcánicos de lavas fracturadas, materiales escoriáceos y tobas, forman los estratos de mayor aporte al acuífero tanto del Valle de Toluca como del Valle de Ixtlahuaca. Las zonas inundadas que forman las lagunas de Almoloya del Río, Mexicaltzingo, Lerma, San Bartolo y el mismo cauce físico del Río Lerma, se encuentran sobre materiales volcánicos cubiertos por materiales lacustres arcillosos y limosos en capas muy delgadas de permeabilidad baja. De acuerdo a la información climatológica consultada (SMN, 1999), la zona de estudio se encuentra en una de las áreas más lluviosas del país.

El funcionamiento hidrológico de este acuífero está bien definido a través de las unidades que transmiten el agua localizadas en el parte aguas del acuífero al poniente, oriente y sur, donde se conjugan diversos factores geológicos e hidrológicos que propician la recarga del acuífero. Es en los flancos orográficos donde se inician los eventos de precipitaciones y de ahí se extienden sobre la planicie hasta ocupar todo el valle. Aquí se capta la mayor parte

de las precipitaciones y se conduce hacia las partes bajas mediante escurrimientos superficiales y subterráneos, donde se depositan en las zonas de almacenamiento del acuífero.

El acuífero recibe la mayor parte de las aguas de recarga, a partir de las formaciones laterales circundantes y en menor proporción en forma vertical. La recarga ocurre principalmente sobre materiales lacustres y aluviones distribuidos ampliamente en los valles, donde se encuentra una gran cantidad de unidades de explotación para consumo potable.

Debido al arreglo topográfico característico de esta cuenca y su ubicación en el altiplano mexicano, el modelo de precipitaciones dominante es de tipo orográfico, ya que cuando las masas de viento llegan a esta región, ocupan la parte extensa del valle donde adquieren un aumento de temperatura, sin embargo al proyectarse sobre el frente orográfico de la periferia, se enfrían provocando las precipitaciones, las cuales se ven acompañadas de descargas eléctricas sobre todo en el atardecer y hacia la noche.

También se presentan otro tipo de precipitaciones pero de menor importancia. La mayor parte de las precipitaciones se depositan en extensos afloramientos de materiales piroclastos y derrames lávicos fracturados, localizándose en el Nevado de Toluca la zona de mayor importancia en cuanto a captación se refiere.

Finalmente una vez dentro del valle, existe un flujo generalizado con orientación sur-noroeste, con algunos desvíos importantes hacia el oriente del Valle de Toluca, donde se localiza la extensa batería de pozos de explotación, desde la Laguna de Almoloya del Río, Villa Carmela en Lerma hasta Jocotitlán en el Valle de Ixtlahuaca. El flujo regional continúa hasta el norte de Ixtlahuaca, el Oro en el Estado de México y su desembocadura hacia el Océano Pacífico en el Estado de Jalisco.

2.4 OROGRAFÍA

La zona de estudio está formada por cordilleras montañosas con las siguientes elevaciones:

Al sur por los cerros La Ladera y Tetepetl y el volcán Tezontle;

Al norte se extiende el valle por donde tiene su salida;

Al este por la Sierra Monte alto, Sierra de las Cruces y la Sierra Zempoala;

Al oeste por el Volcán Nevado de Toluca y los cerros San Antonio y La Calera.

El origen del Río Lerma, limita por la parte sur con la prominencia del Nevado de Toluca y en su proyección oriental el sistema montañoso volcánico Cuaternario Nahuatlaca-Matlazinca, representada por los cerros La Loma, Tetéptl y Monte Azul, formados por rocas andesíticas del Terciario Superior, flujos de piroclastos y derrames de lava de la misma composición.

En su proyección sudeste se encuentra la Sierra del Ajusco, la cual está formada por rocas basálticas y andesíticas, conos y cenizas del Terciario, pero con flujos de lava y afloramientos de pequeñas formaciones volcánicas y domos, las elevaciones superan los 3000 msnm.

Junto con la Serranía del Ajusco, destaca en esta parte el volcán Zempoala con 3690 msnm. Por la parte oriental, la formación más elevada de la Sierra de las Cruces constituye la división topográfica de las vertientes hidrológicas de la zona de estudio con la del valle de México. Las principales elevaciones son los cerros Monte Alto, Cervantes, la Catedral y La Bufa con altura superior a los 3000 msnm, los cuales constituyen el parteaguas de la región.

La Sierra Monte Alto-Las Cruces está formada por rocas del terciario de composición andesítica, afectadas por el intemperismo y la erosión provocando la formación de suelos residuales que ayudados por la gravedad han formado taludes en las laderas de las mismas.

En el sudoeste, la zona del Nevado de Toluca y la Sierra Matlazincas que estriba en las serranías del Ajusco al sudeste, forman el parte aguas de la cuenca del Río Lerma-Chapala-Santiago con la cuenca del Balsas-Mezcala.

En general el Valle de Toluca presenta clara diferenciación gobernada por su variación altitudinal con estructuras escalonadas (Cárdenas, 1985; INEGI, 1981), constituidos por materiales de pie de monte, tobas volcánicas y aluviones (figura 2.3). El primer escalón comprende desde el nacimiento del Río Lerma, en Almoloya del Río, hasta Ixtlahuaca, con poca variación altitudinal, debido a lo cual se forman las lagunas de Almoloya, San Bartolo y Lerma. El segundo nivel va desde Ixtlahuaca hasta Atlacomulco y el tercero se inicia a partir de Atlacomulco y hasta el límite de la cuenca, conocida como depresión Acambay-Temascalcingo, todos de carácter tectónico.

En suma, el relieve característico de esta provincia son sierras y formaciones volcánicas con amplios pies de monte que forman terrazas y abanicos aluviales y regiones con lomeríos y planicies formadas por lechos lacustres, asiento de lagunas.

2.5 GEOLOGÍA

La zona de estudio se encuentra dentro del Estado de México, en la zona central del país, la cual presenta gran diversidad de estructuras y por lo tanto de rocas, ya que en su formación predominaron los procesos volcánico-tectónicos (figura 2.4).

Las rocas carbonatadas del Cretácico presentan estructuras plegadas con orientación aproximada Norte-Sur, mientras que las rocas metamórficas presentan foliación Sureste-Noroeste. Las rocas extrusivas de la Faja Neovolcánica están dispuestas como derrames, algunos acordonados y otros en bloques como estratovolcanes y como conos cineríticos. Son notables las orientaciones Norte-Sur relacionados con los estratovolcanes del

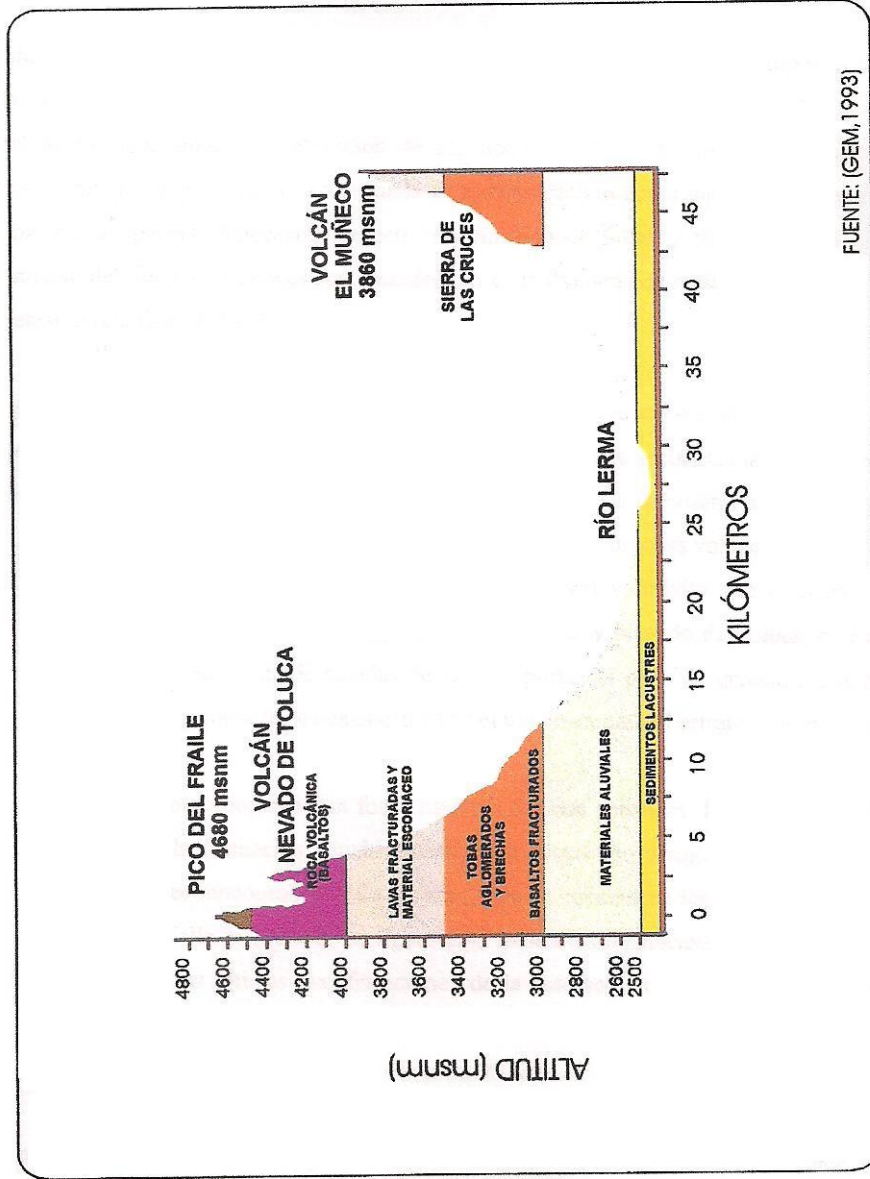


Figura 2.3 Corte transversal oeste-este del Valle de Toluca

Cuaternario y Este-Oeste representado por el volcanismo cuaternario de la Sierra Chichinautzin (Mooser, 1975).

Geologicamente, el territorio estatal fue resultado de dos grandes eventos, primero, una deformación compresiva de tipo tectónico iniciada a finales del Paleozoico y que terminó en el Mesozoico, provocó la elevación de las tierras desde el fondo marino, creando mesetas, altiplanos y montañas. La segunda fase, como deformación distensiva durante el Cenozoico del período Mioceno, provocó la formación de fallas y fracturamiento y el nacimiento de bloques tectónicos con emisión sobre las fracturas de material magmático y vulcanismo (De Cserna, 1981).

La geología predominante es la volcánica y va desde la andesita metamorfizada “roca verde” del Triásico, hasta las formaciones del Mesozoico, pero la secuencia más abundante se presentó en el Terciario-Cuaternario de la era Cenozoica. La estratigrafía volcánica se inició con la riolita del Oligoceno, la cual creó tobas, lahares y brechas volcánicas. Entre el Mioceno-Plioceno se presentaron grandes capas de andesita y basalto que formaron el cuerpo principal de la Sierras de las Cruces, Sierra Nevada y Nevado de Toluca, en este último, los depósitos en forma de coladas de lava, soportan el peso de gruesas capas de tobas y de materiales piroclásticos que constituyen el pie de monte del estrato-volcán.

En el Pleistoceno-Holoceno, aparecen focos magmáticos con derrames de lavas basálticas de gran fluidez de la formación Chichinautzin. Esta formación arrojó piroclastos y se formaron los volcanes monogenéticos de escorias, que se encuentran tanto en el Valle de Toluca como en el Valle de México. La figura 2.4, ilustra las formaciones geológicas de la zona de estudio. Las últimas manifestaciones de la fase volcánica están en diferentes partes del Estado de México, desde las tobas púmicas del Nevado de Toluca de 11,000 años a.c., hasta los pequeños volcanes adventicios como el Xitle de 2000 años a.c.

Finalmente los materiales contemporáneos producto de formaciones congénitas como el suelo o regolito y productos de la denudación tanto fluvial como lacustre e incluso glacial,

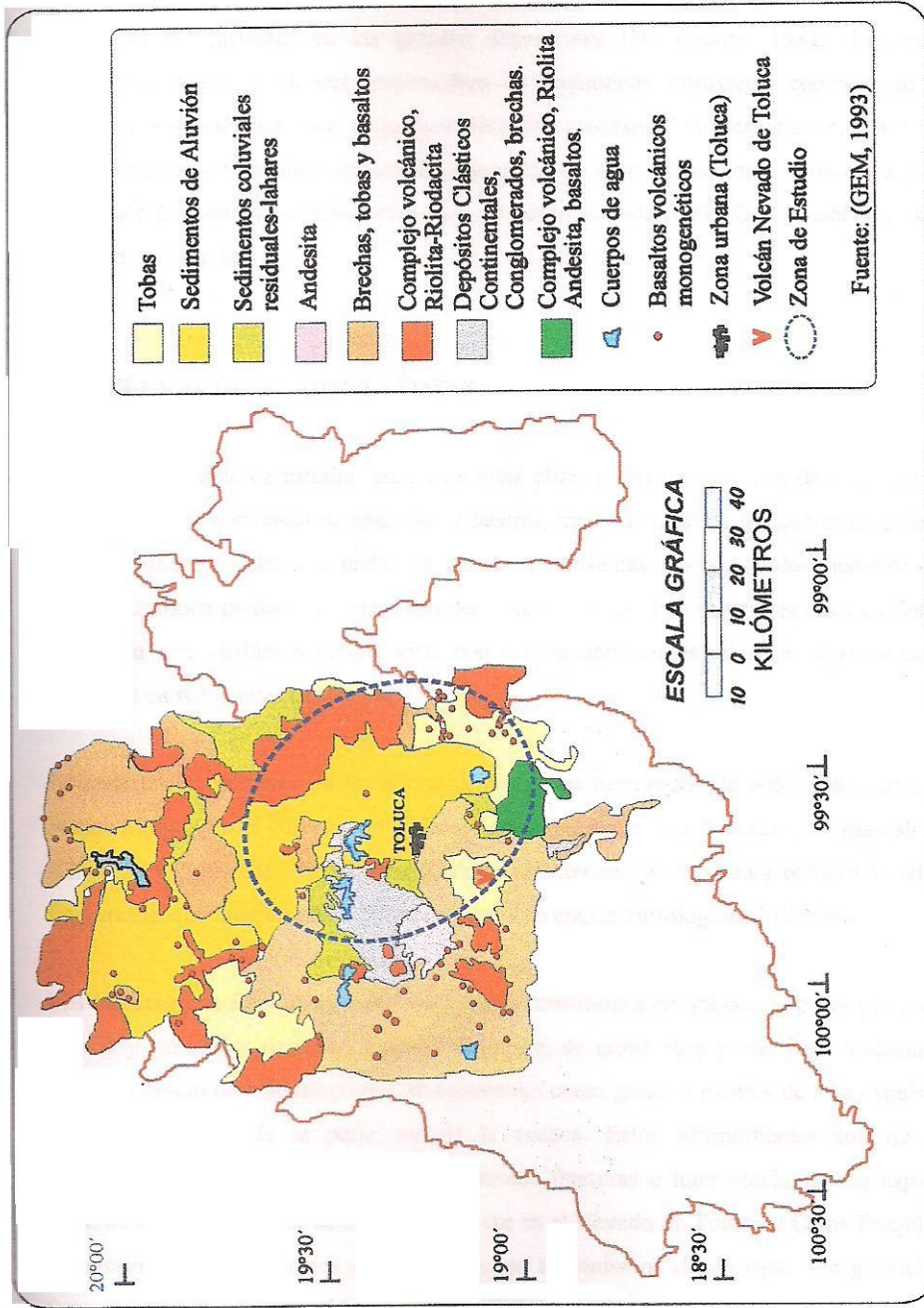


Figura 2.4 Formación geológica de la zona de estudio.

forman importantes depósitos Cuaternarios a base de aluviones, coluviones, morrenas y de los depósitos lacustres en las grandes depresiones (De Cserna, 1981). Los eventos volcánicos fueron a su vez responsables de fenómenos intrusivos, compresivos y de contacto metamórfico, que originaron intensos procesos hidrotermales que a su vez, favorecieron la formación de mantos minerales de gran importancia económica para la construcción, como en el caso de los yacimientos localizados en El Oro, Zacualpan, Ixtapan del Oro y Tejuzilco.

2.5.1 ELEVACIONES MONTAÑOSAS

Dentro de la zona de estudio, las partes altas están formadas por roca de tipo volcánico principalmente por basaltos, andesitas y lahares, mientras que los flancos están formados por depósitos aluviales. Las andesitas son rocas volcánicas con contenidos medio de oxido de silicio donde predominan los minerales ricos en silicio. Los minerales ricos en fierro y magnesio son visibles a simple vista con coloraciones claras en rocas sanas y colores oscuros en rocas intemperizadas.

La andesita se encuentra en los afloramientos de las Sierras Monte Alto, Las Cruces y en menor medida en el Nevado de Toluca, Jocotitlán, cerro San Antonio y Temascalcingo, siendo en las primeras elevaciones donde se caracterizan por contener numerosas fallas y fracturas lo que incrementa su permeabilidad y su aporte hidrológico al acuífero.

Los basaltos son formaciones de lava y están constituidos principalmente por plagioclasa cálcica y minerales ricos en fierro y magnesio, de grano fino y con bajo contenido de oxido de silicio de color negruzco, se encuentran como grandes mantos de lava expulsados por los volcanes de la parte sur de la cuenca. Estos afloramientos son de gran permeabilidad y porosidad debido a numerosas fracturas e intercalaciones con capas de material escoriáceo y que se encuentran al sur en el Nevado de Toluca y Cerro Teteptl. Se les considera como grandes aportadores a los mecanismos de recarga. En general, las formaciones montañosas del este y del sudeste presentan rocas volcánicas de alta

permeabilidad, cuya contribución a los mecanismos de recarga del acuífero es notable y se ve incrementada en dirección oeste-este (Figuroa, 1970). La principal fuente de recarga se presenta sobre las elevaciones medias de las formaciones montañosas al oriente y poniente de la cuenca.

En las sierras Monte Alto-Las Cruces y La Calera-San Antonio son evidentes el fracturamiento y fallamiento en la formación topográfica, por lo que se consideran zonas importantes de recarga de la cuenca. Así por ejemplo, en la parte noreste del Nevado de Toluca, se encuentran cubiertas y coronados de flujos cuaternarios, y grandes mantos de lava expulsados por fisuras o por erupciones volcánicas localizadas en la parte sur, por lo que pueden aportar cantidades importantes de agua al acuífero existente en el valle del Alto Lerma (Lesser, 1992). En las laderas del Nevado de Toluca, se encuentran afloramientos muy extensos de brechas sedimentarias. Su importancia desde el punto de vista de recarga subterránea es baja.

En la porción oriente de Santiago Tianguistenco, Xalatlaco y oeste de Tenango del Valle, afloran derrames de basalto de tipo compacto de color negruzco, intercalados con materiales escoriáceos fracturados, los cuales forman la otra zona de recarga del acuífero. Son formaciones tipo Chichinautzin (DGCOR, 1992), del Pleistoceno reciente, su espesor máximo se encuentra en San Pedro Techuchulco con más de 200 m, mientras que en Tlazala es de 60 m y en Ameyalco 30 m

La mayoría de los pozos de explotación de la zona de estudio están instalados sobre rocas volcanoclásticas ya que tienen gran potencial de recarga y capacidad de almacenamiento e infiltración (SEDAGRO, 1995). Son rocas piroclásticas de diferentes formas y tamaños, algunas veces uniformes y otras heterogéneas.

Las rocas volcanoclásticas cubren extensas porciones de los valles de la cuenca especialmente en las partes de poca pendiente o planas y están constituidas principalmente por tobas lacustres con intercalaciones de limo, arcilla, ceniza y pómez, con elevado

potencial de recarga y almacenamiento, principalmente por la intercalación de materiales de diferente granulometría.

2.5.2 PARTES PLANAS O DE POCA PENDIENTE

En las partes bajas del valle, se encuentran rocas volcanoclásticas. Son rocas piroclásticas producto de erupciones volcánicas explosivas, constituidas principalmente por tobas lacustres, formando terrazas en capas horizontales extendidas. Estos materiales se depositaron en un medio arenoso formando capas de diferente granulometría de limos y arcillas. Son materiales con elevado potencial de recarga y su capacidad de almacenamiento es elevada, principalmente por la intercalación de materiales de diferente granulometría. Muchos de los pozos de explotación de la zona se encuentran en esta unidad.

En el Valle de Toluca, las rocas volcanoclásticas están cubiertas por depósitos de aluvión, son depósitos transportados por los ríos. En el Valle de Atacomulco se encuentran en las zonas de inundación. Su granulometría es variable, desde arcillas, arenas y gravas hasta cantos sin consolidar. Presentan elevada capacidad de infiltración. Se consideran excelentes acuíferos.

Al pie del Nevado de Toluca se encuentran lavas y tobas tanto basálticas como andesíticas, principalmente en los alrededores de la laguna de Almoloya del Río. La región plana del Valle de Toluca, está cubierta por materiales aluviales constituidas por arcillas lacustres de las antiguas lagunas de Almoloya del Río y Lerma (SRH, 1970). La formación superficial de la región está formada por materiales granulares como gravas, arenas y arcillas, cuya permeabilidad está considerada de media a alta. También presentan depósitos de aluvión, acarreo de ríos de diferente tamaño como arcillas, arenas y gravas de composición andesítico-basáltica. Su tamaño disminuye en dirección sur-norte a lo largo del río Lerma. En algunos pozos cercanos a los ríos se han encontrado espesores de materiales aluviales de hasta 200 m (UNITECNIA, 1996) en otras partes de 5 a 10 m.

Los depósitos de las Lagunas de Almoloya del Río y Mexicaltzingo, están formados por sedimentos lacustres de carácter principalmente arcilloso e intercalación de limos dispuestos en capas laminares muy delgadas (IPESA, 1984). En algunas partes se encuentra turba y diatomita. Estos sedimentos forman la cubierta actual de los sedimentos volcánicos, los más gruesos son del tamaño de las gravas con muy alta permeabilidad y gran capacidad de infiltración, por lo que se consideran excelentes acuíferos. Se aprecian como pequeñas franjas paralelas a los ríos y en algunas zonas planas cubren las tobas lacustres. Su espesor varía de 5 a 70 m y se consideran de formación reciente.

2.6 EDAFOLOGÍA

La zona de estudio presenta varios tipos de suelos, debido a la interrelación entre varios factores como clima, roca madre, relieve, tiempo, organismos vegetales y animales presentes; así como al conjunto de fenómenos físicos, químicos y biológicos que intervinieron en su formación atribuyéndole las propiedades características (GEM, 1986).

En este apartado se describen las unidades de suelos predominantes y la figura 2.5, muestra la ocupación territorial de cada uno de ellos en la zona de estudio.

ANDOSOL

Es de color negro formada por cenizas volcánicas, contiene vegetación de bosque templado, de color negro o muy oscuro, pocas veces es claro, de textura suelta y erosionable. En agricultura su rendimiento es bajo debido al fósforo que contienen, son ricos en materia orgánica pero ácidos, por lo que contiene pocos nutrientes. Este tipo de suelos esta relacionado con vegetación de bosque templado.

FEOZEM

Es suelo de color pardo, rico en materia orgánica y nutrientes, se halla en zonas semiáridas hasta templadas o tropicales. En este suelo crece casi cualquier tipo de vegetación y se desarrolla desde los valles planos hasta los montañosos.

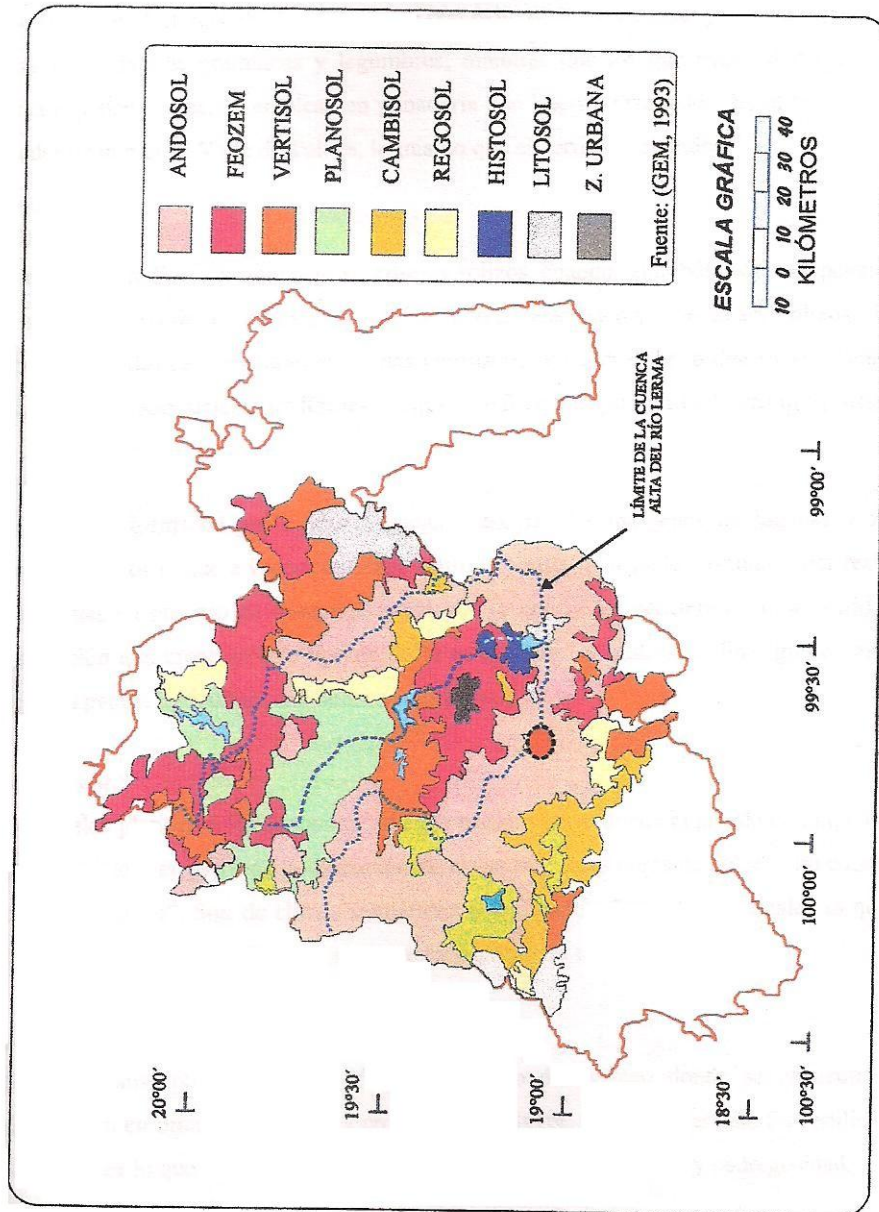


Figura 2.5 Edafología de la zona de estudio

Es erosionable según el lugar donde se encuentre. Los feozem profundos que se encuentran en terrenos planos, se utilizan con éxito en la agricultura, ya que son favorables para el cultivo de gramíneas y legumbres, mientras que los que están ubicados en las laderas y pendientes, se emplean en ganadería con buenos resultados. Es el tipo de suelo predominante en el Valle de Toluca, lo mismo que el vertisol y el andosol.

VERTISOL

Son suelos arcillosos y muy negros, grises y rojizos, cuando están húmedos son pegajosos, cuando están secos son duros y agrietados, se erosionan poco y a veces son salinos. En la zona de estudio se encuentran en climas templados y cálidos por lo que su vegetación es muy variada, son suelos muy fértiles aunque difícil de trabajar por la dureza que presentan.

HISTOSOL

Son suelos formados por tejidos orgánicos, forman las márgenes de lagunas y zonas inundadas, por lo que a veces contienen salitre y arcilla. Son suelos formados por residuos de plantas en proceso de descomposición por lo que se les confiere un olor pútrido. La vegetación que crece en este tipo de suelo es el "Tule" y pastizales. En algunos casos se utilizan para la agricultura con buenos resultados.

PLANOSOL

Son suelos planos, se les denomina así a los suelos viejos donde el lavado continuo de sus sales y minerales, provoca la formación de capas inferiores duras de color claro conocidas como "Tepetate". Son de climas semiáridos o templados. Sustentan pastizales lo que los hace erosionables, su utilidad en agricultura y ganadería es moderada.

REGOSOL

Son muy susceptibles a la erosión dependiendo del terreno donde se encuentran, se desarrollan en diferentes climas y crece en ellos vegetación muy variada. Su fertilidad es variable por lo que su uso en agricultura depende de su profundidad y pedregosidad.

CAMBISOL

Son suelos que cambian, son jóvenes y poco desarrollados, se presentan en cualquier clima excepto los secos y su vegetación es variada. Se caracteriza por no presentar diferencias claras entre el suelo y la roca que le dio origen. Su susceptibilidad a la erosión es de moderada a alta.

Estos son los tipos de suelo que predominan en la zona de estudio, los tipos restantes se ven restringidos a extensiones pequeñas. Esta región está considerada como una de las principales productoras de maíz a nivel nacional. En el ámbito estatal el 38.6% de suelo (2,142 km²) es de uso agrícola; 17% (944 km²) es de uso pecuario y el 31.8% (1765 km²) es forestal (INEGI, 1981).

2.7 CLIMATOLOGÍA

La zona de estudio está rodeada por cadenas montañosas, excepto al noroeste donde tiene su salida el cauce natural de la misma. La Cuenca Alta del Río Lerma, se encuentra al sur del Trópico de Cáncer dentro de las grandes formaciones desérticas del hemisferio Norte, sin embargo sus características topográficas y geológicas le dan una apariencia no desértica. Está constituida por llanuras o planicies localizadas entre 2600 y 2800 msnm y con formaciones volcánicas de más de 4000 msnm. Su ubicación geográfica, continentalidad, altitud y la orientación predominante del relieve, son los factores básicos que influyen en la modificación y comportamiento de los procesos climáticos en la cuenca (SARH, 1982), dando como resultado la existencia de diferentes tipos de climas. Predominan los cálido-húmedos en las zonas bajas del sudoeste; en la región norte y nordeste: semisecos y secos; en las principales montañas: frío-húmedos; en los valles y planicies con altitudes superiores a 1800 msnm. En invierno, dominan los vientos occidentales producto de las masas de aire provenientes de latitudes medias que se ven influenciadas por vientos provenientes del Pacífico, en donde los vientos fríos y secos del norte llegan como vórtices fríos, lo que ocasiona fuertes descensos de temperatura provocando las heladas, en casi el 75% del territorio.

La temperatura mensual más baja se presenta en los meses de diciembre, enero y febrero, alcanzando hasta los $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ en las máximas elevaciones y de 5 a $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ en los valles, con una altitud comprendida entre 1000 y 2700 msnm. El intenso frío en estos meses, está relacionado con la máxima inclinación de los rayos del sol sobre el territorio estatal, la penetración de los vientos y las masas de aire frío proveniente del norte, la escasa humedad y la fuerte irradiación que llega al suelo durante la tarde y noche. Los vientos de baja presión provenientes del Pacífico frente a las costas de Canadá, se mueven hacia el sudeste, arrastrando a su paso la humedad ecuatorial cuya temperatura desciende notablemente ocasionando nevadas en las montañas más elevadas del valle de Toluca (SMN, 1999). La región de Tenango del Valle, es característica de las zonas templadas, la sequía abarca los meses de noviembre, diciembre, enero, febrero y marzo, pero en junio y julio aumenta la precipitación y es en julio, agosto y septiembre los meses más húmedos, en octubre se vuelve semiseco y noviembre es el mes más seco de todos. Las temperaturas varían de 10 a $16\text{ }^{\circ}\text{C}$, propio de las zonas templadas debido a la altitud característica (SARH, 1988).

A partir del equinoccio de primavera 21 de marzo, la mayor intensidad de los rayos solares se desplazan hacia el hemisferio norte, calentando una franja llamada “Ecuador Térmico”, esto provoca al llegar al Valle de Toluca, un ascenso de temperaturas en los meses de abril y mayo, registrando las mayores temperaturas de 36 a $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ en las zonas bajas. En las formaciones montañosas de 6 a $16\text{ }^{\circ}\text{C}$ y en el Valle de Toluca de 24 a $30\text{ }^{\circ}\text{C}$. Estas temperaturas se prolongan hasta junio cuando se atrasan las lluvias y no sólo se debe a que los rayos solares caen de forma perpendicular sobre la zona, sino también por la escasa humedad atmosférica y nubosidad existente, lo que ocasiona un incremento en la insolación, siendo en las zonas de menos de 800 m de altitud donde se siente más intensamente. Para entonces los vientos del oeste se elevan y las masas de alta presión se desplazan a mayores altitudes desapareciendo paulatinamente los vórtices fríos. Al final de esta estación, segunda semana de junio, comienzan a aparecer los vientos alisios con cierta humedad, estos son los vientos planetarios más constantes que afectan al estado de México debido a la circulación general de la atmósfera y soplan con mayor intensidad en primavera y verano. Su llegada provoca la formación sobre las serranías de nubes orográficas

convectivas, las cuales son forzadas a subir por el obstáculo orográfico de la zona, con lo cual se inicia el período de lluvias de la cuenca, de ahí que este tipo de lluvias se le conozca como precipitaciones por frente orográfico.

En los valles, los vientos alisios también presentan movimientos convectivos, que tienden a ascender debido al calentamiento que la superficie terrestre provoca a las masas de aire. El ascenso es frenado por los valles altos y las formaciones montañosas, cuyas características provocan un enfriamiento acelerado de las masas de aire dando lugar a la generación de aguaceros que pueden durar desde el medio día hasta muy avanzada la tarde y acompañados con descargas eléctricas. Este tipo de precipitación se le conoce como precipitación de tipo convectivo. La diferencia en temperatura puede ser resultado de un calentamiento desigual en la superficie de la tierra, un enfriamiento desigual en la parte superior de la masa de aire o por elevación mecánica, cuando el aire es forzado a pasar sobre una masa de aire más fría, más densa o sobre una barrera montañosa. La precipitación convectiva es irregular y su intensidad puede variar desde un chapuzón ligero hasta un fuerte aguacero.

A medida que la temperatura va descendiendo, el choque de las masas de aire provenientes del Pacífico, con cierto contenido de humedad, con las montañas de la parte oriental de la cuenca, produce lluvias orográficas en el valle, incrementando la humedad de la cuenca al formar cúmulos convectivos que descarga su humedad en forma de aguaceros por lo regular en la segunda mitad del día. En verano la presencia de los vientos alisios y la entrada de humedad del Pacífico provoca la aparición de ciclones. Los cuales provienen del Golfo de México, al chocar con las costas de Estados Unidos, se dirigen al norte y noroeste provocando el desvío de los vientos alisios, ocasionando la disminución de las lluvias en el mes de agosto. Para el mes siguiente, los ciclones que llegan a tierra provenientes del Golfo o del Pacífico, al pasar por las costas incrementan la masa de los vientos alisios, provocando nuevamente la aparición de lluvias en la cuenca hasta el mes de octubre. Las bajas temperaturas también se presentan en verano, en ciertos días de julio y agosto, cuando disminuye la humedad del aire y la temperatura se eleva durante el día, pero por la noche la irradiación solar aunada a la advección de los vientos fríos propician la presencia

de condiciones gélidas. La frecuencia de las precipitaciones decrece rápidamente a fines de octubre y noviembre y los ciclones al este del país colaboran a la entrada de aire frío continental provocando heladas tempranas en los valles altos. Los vientos predominantes en la zona de estudio, son los vientos alisios que soplan con mayor intensidad en primavera y verano, con una dirección este-noreste, debilitándose en otoño e invierno y entonces pueden provenir del sudoeste o del sur. Al acercarse el invierno los vientos dominantes son los del oeste y los polares que llegan por el oeste y por el norte.

El movimiento de los vientos se ve influenciado por el relieve de la zona de estudio, por lo que su frecuencia y dirección es muy compleja. La Sierra de las Cruces con dirección norte-sur, impiden la entrada de los vientos alisios hacia el valle, el Nevado de Toluca por su parte, impide la entrada de los vientos del sur desviando su curso y provocando que aparezcan después por sudeste y sudoeste del Valle de Toluca. La presencia de montañas y valles en la región, ocasiona diferentes presiones atmosféricas y dinamismo de las corrientes de aire. En las mañanas, las partes elevadas reciben mayor insolación disminuyendo la presión y originando movimientos de aire hacia las cumbres, llamados “brisas de valle”, durante la tarde y noche el proceso se invierte y los vientos se dirigen de las montañas a los valles, formando las “brisas de montaña”, estos vientos de baja intensidad dan la sensación de frescura. Los vientos alisios son en suma, los que predominan la mayor parte del año, con presencia en casi todo el país durante la primavera y verano, ya que el calentamiento continental canaliza el recorrido de los vientos, que al pasar por los océanos se cargan de humedad y posteriormente precipitan en forma de lluvias.

El régimen lluvioso se inicia entre marzo, abril o mayo, incrementándose notablemente después de la segunda mitad del mes de mayo. El período más intenso se presenta entre junio, julio, agosto y septiembre, cuando en 24 h puede acumularse hasta 60 mm, sobre todo en la Sierra de las Cruces y el sur del Nevado de Toluca. Los aguaceros se ven acompañados por granizo, rayos, centellas y neblinas apreciables. Dentro del estado de México, la zona más lluviosa es la del sudoeste donde la continentalidad y la altitud son menores, lo que permite que los vientos lleguen y comiencen a elevarse por la vertiente del

Río Balsas, distribuyendo paulatinamente su humedad al contacto con las cúspides de las montañas. Las lluvias más abundantes se presentan en los municipios que se encuentran al sudoeste del Estado de México. La parte nordeste es la menos lluviosa, debido a la presencia de la Sierras Nevada y la Sierra Madre Oriental, las cuales obstaculizan la entrada de los vientos húmedos a la zona, provocando reducciones hasta de las dos terceras partes respecto a la zona sudoeste. Las elevaciones montañosas del Valle de Toluca impiden la entrada de los vientos, por lo que su precipitación se considera relativamente baja, alcanzando los 870 mm en los valles y hasta de 1400 mm en las montañas.

La mayor parte del Estado de México, se encuentra entre 1500 y 2700 msnm, lo que trae como consecuencia la disposición de climas templados con temperaturas que oscilan entre 10 y 18 °C. La cuenca en forma global presenta dos tipos de clima, semifrío en casi el 90% de la cuenca y frío-moderado en regiones como el Nevado de Toluca (Hernández, 1986).

2.8 HIDROESTRATIGRAFIA

La cuenca del Alto Lerma, está formada por el Valle de Toluca al sur, por el Valle de Ixtlahuaca al norte y las regiones de las planicies, lomeríos y serranías que circundan estos valles. Sus valles altos se encuentran entre los 2600 y 2800 msnm, circundados por elevaciones montañosas de más de 3500 msnm y la presencia al oeste del Nevado de Toluca de más de 4550 msnm. Al este, las Sierras de las Cruces y Monte Alto, forman el parte aguas con la cuenca del Alto Pánuco y la cuenca del Valle de México. Al sur la Sierra Nahuatlaca-Matlazinca y el Nevado de Toluca, forman el parte aguas con la Cuenca del Balsas. La región del Valle de Toluca, se extiende desde Ocoyoacac hasta Zinacantepec y desde Tenango del Valle hasta la presa Antonio Alzate. Al sur, en las inmediaciones de Almoloya del Río, se localiza la laguna del mismo nombre, lugar que marca el nacimiento del Río Lerma con dirección hacia el noroeste. Por la margen derecha y hasta la presa Antonio Alzate, se localizan los pozos de explotación de agua potable que se envía a la

ciudad de México. Por la margen izquierda se localiza la presa Ignacio Ramírez. En esta zona se localiza el Estrechamiento de Perales, el cual separa ambos valles.

El Río Lerma es el principal receptor de la Cuenca del Alto Lerma, se extiende cerca de 187 km con dirección sur-noroeste y recibe numerosos afluentes durante su recorrido. A la altura de S. Tianguistenco destacan los arroyos Xalatlaco, El Muerto y la Laguna, por la margen izquierda drenando el Nevado de Toluca, los arroyos Santiaguito, Ojo de Agua, Agua Bendita y el Arenal, con dirección a la Laguna de Almoloya del Río. En las inmediaciones de Lerma de Villada, por la margen derecha destacan los Ríos Ocoyoacac, Santa Catarina y los arroyos San Lorenzo, Solanos El Gallo y Temoaya y por la margen izquierda el Río Verdiguél. El Río Lerma recibe también las aguas negras y residuales de la Ciudad de Toluca y del Corredor Industrial Toluca-Lerma.

El acuífero principal de la cuenca del Alto Lerma, está constituido por materiales de la formación Tarango (DGCOH, 1992), son tobas lacustres, aluviones, tobas, limos arcillas, gravas, arenas y aglomerados de composición andesítica, son materiales volcano sedimentarios, cuyos depósitos se formaron con corrientes de lodo (lahares) y están dispuestos en capas de espesores de hasta 250 m. Estos materiales se encuentran desde las partes bajas de los valles hasta las estribaciones de las Sierras Monte Alto y las Cruces, en la parte sur de la cuenca y el Nevado de Toluca al poniente. Su permeabilidad es de media a alta, presentan alta capacidad de almacenamiento y gran potencial de recarga, forman acuíferos confinados o semiconfinados. Destacan en las partes planas de la cuenca, depósitos volcanoclásticos cubiertos por materiales lacustres, fluviales y aluviales de diferente granulometría y permeabilidad. Los depósitos lacustres y aluviales de gran porosidad, baja permeabilidad y capacidad de almacenamiento, forman acuíferos confinados. Los materiales aluviales, que se extienden hasta las estribaciones de las lagunas, están compuestos de arenas y gravas volcánicas erosionadas, con una permeabilidad de media a alta, son excelentes acuíferos. En las zonas inundadas, se localizan depósitos de sedimentos arcillosos y limosos de muy baja permeabilidad, constituidos por materia orgánica, su importancia para la recarga del acuífero es muy reducida. Por la parte sur del Valle de Toluca, se encuentran materiales basálticos, en forma

de extensos mantos de lava expulsados por los volcanes, de gran porosidad, elevada permeabilidad y alta capacidad de infiltración, debido a las fracturas e intercalaciones de material escoriáceo que contienen, su contribución a la recarga es notable (DGCOH, 1992). Los flancos de la Sierra de las Cruces por su parte, están constituidos por materiales de la formación Chichinautzin, arenas, gravas, tobas y ceniza volcánica. Son materiales cineríticos de tipo basáltico andesítico de elevada permeabilidad, con espesores de hasta 300 m (DGCOH, 1992). Estos depósitos junto con los flujos piroclásticos del Nevado de Toluca, constituyen las zonas de infiltración de las precipitaciones hacia el acuífero principal.

El flujo subterráneo regional, se inicia en los macizos montañosos, los cuales transmiten el agua de infiltración hacia las partes más bajas. Una vez dentro del valle, el flujo subterráneo toma una dirección sur-noroeste, con algunos desvíos importantes hacia la batería de pozos de explotación hacia la parte oriental de la cuenca y hasta Villa Carmela en Lerma. Prosigue su curso hacia el norte hasta el Valle de Ixtlahuaca llegando a El Oro en el Estado de México (DGCOH, 1992). La recarga regional se inicia con la infiltración de las precipitaciones sobre los flujos basálticos fracturados de los flancos de las elevaciones circundantes. Una parte, se infiltra directamente hacia el acuífero principal y otra parte, forma escurrimientos superficiales como arroyos y ríos, con dirección al oeste hacia el Río Lerma y la Laguna de Almoloya del Río. Por el oeste, uno de los flujos subterráneos del Nevado de Toluca, se dirige hacia la Laguna de Almoloya del Río al este y otro hacia el Valle de Ixtlahuaca al norte. El flujo subterráneo de la parte sur toma una dirección hacia el norte, hacia la misma laguna y la cabecera del Río Lerma.

CAPÍTULO 3

ISÓTOPOS AMBIENTALES EN HIDROLOGÍA

3.1 INTRODUCCIÓN

La hidrología es una ciencia muy reciente que ha experimentado una rápida expansión en cuanto a su aplicación se refiere. Su nacimiento como ciencia se identifica con los trabajos de plomería de Darcy en las fuentes de Dijon, Francia. Estudia los fenómenos relacionados con el agua en todos sus estados, la manera como se encuentra y su distribución en la hidrosfera, así como su interacción con la vida de plantas, animales y el hombre (Clark y Fritz, 1997).

En la actualidad, debido a los problemas de contaminación y sobreexplotación de las fuentes naturales de este recurso, se ha incrementado notablemente el número de los trabajos de investigación sobre estos temas. No obstante, los especialistas se enfrentan a situaciones que en la mayoría de los casos no es tan fácil aclarar, como la identificación de su origen, los procesos superficiales y subsuperficiales, así como los procesos que interaccionan con la evolución de su calidad o la cuantificación del vital líquido en los diferentes estratos geológicos.

El comportamiento del flujo de aguas superficiales en ríos, arroyos, manantiales y canales, nos parece fácil de entender debido principalmente porque se presentan a nuestro alcance

visual, aunque estamos conscientes de que para destinarlas para uso humano se requieren varios procesos de purificación y conservación. Para las aguas subterráneas, la geósfera proporciona de manera natural estos procesos. La importancia de las aguas subterráneas para el desarrollo humano ha llegado a ser muy importante ya que llegan a representar hasta unas cincuenta veces el volumen de las aguas superficiales y, lo que es más importante, no requieren procesos adicionales para su aprovechamiento.

La hidrología isotópica se encarga del estudio del comportamiento de los isótopos dentro del ciclo hidrológico y fueron los isótopos del hidrógeno, del oxígeno y del carbono, los inicialmente importantes. Posteriores investigaciones reportaron (Libby, 1946), la abundancia natural de carbono-14 y de tritio, isótopos radioactivos del carbono y del hidrógeno respectivamente.

Las primeras publicaciones sobre la abundancia natural en agua de estos isótopos, aparecieron pocos años después, para el oxígeno-18: Epstein y Mayeda (1953); estudios sobre el radioisótopo del carbono ^{13}C : Craig (1957); para el deuterio: Friedman (1953); Munnich (1957), reportó estudios con el ^{14}C ; Robertson y Cherry (1989), para el tritio. Sin embargo, fue hasta los sesenta cuando la hidrología isotópica llegó a ser un tema serio de investigación, ya que las primeras investigaciones las hicieron físicos y químicos y estaba prácticamente desconocida para los hidrólogos, ya que se requería de laboratorios especializados y se consideraba complicado y muy revolucionario este campo del conocimiento.

La situación cambió radicalmente en las décadas siguientes, quedando de manifiesto en los simposios organizados por el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA, 1983) en los años 1967, 1970, 1974, 1978 y 1983.

Hoy en día los estudios hidrológicos con la utilización de isótopos, contribuyen rutinariamente a las investigaciones relacionadas con el ciclo hidrológico, sin embargo, aunque se han resuelto muchos problemas en este campo, la necesidad de contar con equipo especializado sigue siendo uno de los mayores inconvenientes (Clark y Fritz, 1997).

La técnica esta basada en la medición de la concentración isotópica de ^{16}O , ^{18}O , ^2H , ^1H , ^{14}C y ^3H en muestras de agua por espectrometría de masas y los resultados pueden emplearse en la evaluación de la calidad del agua (Gaspar y Oncescu, 1972), tiempo de residencia (Fontes y Fritz, 1975), para identificación de fuentes de recarga (Robertson y Cherry, 1989), procesos contaminantes (Thorpe, 1979), estimación de la edad de aguas subterráneas (Schoch y Rozanski, 1983), para detección de fugas en recipientes cerrados y estudios de lixiviados en rellenos sanitarios (Ellis, 1980), entre otros tipos de estudios.

3.2 ELEMENTOS E ISÓTOPOS

Como sabemos, un átomo está formado por un núcleo y electrones que giran a su alrededor, el diámetro de un átomo es del orden de los 10^{-8} cm y el de su núcleo del orden de los 10^{-12} cm. El núcleo está formado por dos clases de partículas: protones y neutrones los cuales tienen aproximadamente la misma masa. El número de protones (Z), conocido como número atómico es igual al número de electrones, éstos tienen carga eléctrica negativa, mientras que los protones positiva, los neutrones (N), no están eléctricamente cargados y su presencia dentro del núcleo se debe a la necesidad de estabilizar las fuerzas de repulsión que existe entre los protones.

En el núcleo se cumple para el número de masa (A), conocido como peso atómico, la relación:

$$A = Z + N \quad (3.1)$$

Y la notación que describe el núcleo específico de un elemento X es:



En la mayoría de los elementos ligeros el número de protones es igual al número de neutrones, por ejemplo: ^4He ($^4_2\text{He}_2$), ^{12}C ($^{12}_6\text{C}_6$), ^{14}N ($^{14}_7\text{N}_7$), ^{16}O ($^{16}_8\text{O}_8$). Para este último

caso por ejemplo, se dice que es un núcleo de oxígeno formado por 16 partículas de las cuales ocho son protones. Estos elementos se les conoce como estables.

La inestabilidad de un elemento es ocasionada por un exceso de protones o neutrones y se les llama núcleos inestables o radioactivo, como ejemplos se tienen: el tritio ${}^3\text{H}$ (${}^3_1\text{H}_2$) y el ${}^{14}\text{C}$ (${}^{14}_6\text{C}_8$), los cuales tienen igual número de protones pero diferente número de neutrones.

Sin embargo, un leve exceso de neutrones no siempre da como resultado un núcleo inestable, por ejemplo: ${}^2\text{H}$ (${}^2_1\text{H}_1$), ${}^{13}\text{C}$ (${}^{13}_6\text{C}_7$), ${}^{15}\text{N}$ (${}^{15}_7\text{N}_8$) y ${}^{18}\text{O}$ (${}^{18}_8\text{O}_{10}$), son estables.

A los núcleos atómicos con diferente número de neutrones, se le conoce como isótopos. Son estables cuando sus propiedades físico químicas no cambian a través del tiempo y son inestables o radioactivos cuando sí lo hacen. Los isótopos ambientales o naturales son los que se encuentran en cantidades detectables en la naturaleza.

Los isótopos más comúnmente usados para estudios hidrológicos son: del oxígeno, el ${}^{18}\text{O}$, ${}^{17}\text{O}$ y ${}^{16}\text{O}$; del hidrógeno, el protio ${}^1\text{H}$, el deuterio ${}^2\text{H}$ (también se le denota por D) y el tritio ${}^3\text{H}$. También se han utilizado: ${}^{34}\text{S}$, ${}^{32}\text{Si}$, ${}^{14}\text{C}$, ${}^{13}\text{C}$.

Existen otros con aplicaciones diversas, en este trabajo sólo se tratará lo relacionado con los isótopos estables ${}^{18}\text{O}$, ${}^{16}\text{O}$, ${}^2\text{H}$ y ${}^1\text{H}$ del oxígeno e hidrógeno respectivamente.

3.3 PATRONES DE REFERENCIA Y MEDICIÓN ISOTÓPICA

Los isótopos del oxígeno ${}^{18}\text{O}$, ${}^{17}\text{O}$ y ${}^{16}\text{O}$, se encuentran con una abundancia natural relativa de 0.204%, 0.035% y 99.76%, respectivamente (Nier, 1950). La evaluación de los isótopos naturales en hidrología, está basada en la cuantificación de la relación de los dos más abundantes isótopos de un elemento dado, esto es, la relación ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ que es igual a 0.00204.

El Hidrógeno tiene dos isótopos estables: el protio ^1H , el deuterio ^2H y uno inestable, el tritio ^3H , con una abundancia natural relativa de 99.984%, 0.015% y menor a 10^{-14} , respectivamente, por lo que la relación $^2\text{H}/^1\text{H}$ es del orden de 0.00015.

Los procesos meteorológicos que provocan el cambio de concentración de uno u otro elemento en una muestra de agua, modificarán esta relación que es del orden de 10^{-5} y 10^{-6} . Esta relación de ambos valores, sólo puede medirse con equipo de laboratorio muy sensible como lo es un espectrómetro de masas.

La cuantificación de la relación isotópica de ^{18}O y ^2H , se expresa en comparación con la composición isotópica del agua oceánica. Se determina según las técnicas de Coleman (1982) y la del deuterio según la técnica de Epstein y Mayeda (1953). Se expresa en notación δ y representa las desviaciones respecto de un patrón adoptado universalmente (SMOW, Standard Mean Ocean Water) y se refiere a un agua hipotética cuyas razones isotópicas se encuentran cercanas a las razones promedio del agua oceánica. El valor δ se expresa en partes por mil (‰), en este trabajo se utiliza la leyenda “por mil” o el signo (‰) indistintamente y está definida como sigue:

$$\delta = ((R_m - R_p) / R_p) \times 1000. \quad (3.2)$$

Donde: δ - Desviación de ^{18}O o D respecto al patrón (‰)
 R_m - Razón isotópica de la muestra (D/H ó $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$);
 R_p - Razón isotópica del patrón (D/H ó $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$).

Posteriormente se preparó una muestra patrón de agua conocida como Viena-SMOW (V-SMOW), cuyo contenido de ^{18}O , es igual que el SMOW y es 0.2 % más bajo para el D, por lo que para propósitos prácticos, ambos se consideran idénticos.

Craig (1961), tomando diferentes muestras de agua oceánica de varias partes del mundo, definió la relación isotópica de ^{18}O y D con la siguiente relación:

$$\delta D = 8 \delta ^{18}\text{O} + 10 \quad (3.3)$$

Tiempo después el OIEA (1983), tomando datos de 144 estaciones meteorológicas distribuidas a lo largo de todo el mundo y a través de 40 meses de observaciones, llegó a establecer la relación:

$$\delta D = (8.17 \pm 0.18) \delta ^{18}\text{O} + (10.56 \pm 0.64) \quad (3.4)$$

Esta relación se le conoce como “Línea Meteorica Mundial” y se utiliza actualmente como referencia para aplicaciones en estudios hidrológicos. La mayoría de los datos de la composición isotópica de las aguas meteóricas lluvia, granizo o nieve, caen a lo largo de esta línea y las desviaciones, permiten obtener conclusiones importantes en estudios locales y regionales.

El número 8 de la ecuación 3.3, representa la pendiente de la recta y el 10 la intersección para “X” igual a cero. Esta ecuación refleja el promedio global de muchas líneas meteóricas locales, cada una de ellas controlada por factores climáticos, primeramente por el origen de la masa de vapor y posteriormente, por la evaporación durante la lluvia y la estacionalidad de las mismas. Estos factores locales afectan la pendiente y la intersección de la recta en cuestión. Como regla general, la pendiente real varía en función de la temperatura promedio de condensación presente. Para estudios regionales se obtienen resultados importantes al comparar la composición isotópica de las aguas superficiales y aguas subterráneas con la composición isotópica de las precipitaciones.

Un valor de 12 ‰ (1.2%) para δ , representa un exceso en este valor respecto del valor de referencia o bien, que la muestra está enriquecida por este valor. Si dicho valor es negativo significa que la muestra está disminuida o empobrecida en ese valor, pero siempre en relación con la misma referencia. En resumen, los valores de δ más negativos indican valores más empobrecidos y recíprocamente. El grado de enriquecimiento o empobrecimiento, depende de la temperatura atmosférica, la humedad relativa y del balance hidrológico del cuerpo de agua. El enriquecimiento del ^2H es casi del doble del que corresponde al ^{18}O .

En cuanto a la composición isotópica de las aguas subterráneas, la figura. 3.1 nos indica su comportamiento respecto de la línea meteórica mundial. Se puede ver que los valores de la composición isotópica de las aguas subterráneas que están sometidas a procesos de evaporación significativa, se grafican en una recta ubicada a la derecha de la línea meteórica de referencia, con una inclinación gobernada por una pendiente menor de 8. Los valores de la composición isotópica de las aguas subterráneas que no están sometidas a estos procesos, se graficarán alrededor de la línea meteórica de referencia, representando aguas que se infiltran sin cambiar su composición isotópica característica.

En la misma figura se puede apreciar, que los valores característicos de la composición isotópica del agua oceánica y parte de las aguas costeras, caen alrededor de valores cercanos a cero en ambos ejes coordenados. Asimismo, las aguas meteóricas de las montañas y tierra adentro presentan una composición isotópica característica con valores de -8 a -25 ‰ y de -40 a -170 ‰ para el ^{18}O y deuterio respectivamente.

Valores menores a estos rangos, serán característicos para las nieves que se encuentran en montañas elevadas y cercanas a los polos donde predominan bajas temperaturas. Las aguas subterráneas que durante su curso, interaccionan con minerales a temperaturas elevadas propias de sistemas termales, ocupan rangos de valores mayores a cero para el ^{18}O y entre 0 y -100 ‰ para el deuterio.

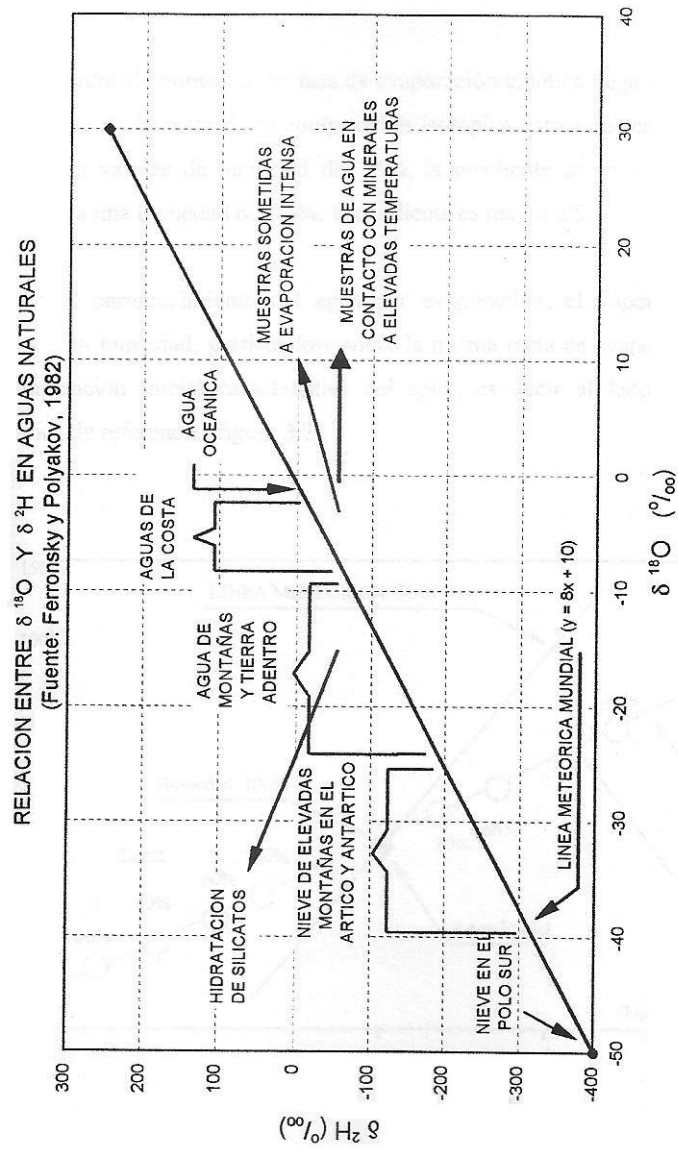


Figura 3.1 Composición isotópica en aguas naturales.

Las tasas de evaporación imparten un efecto isotópico cinético de no-equilibrio al vapor, afectado por la temperatura, velocidad del viento que mueve las masas de vapor, salinidad y más relativamente por la humedad presente.

A valores altos de humedad, la tasa de evaporación cinética llega al máximo de su valor y la pendiente de la recta de la composición isotópica característica será baja (Gonfiantini, 1978). Para valores de humedad del 25%, la pendiente es de 4 aproximadamente (Gat, 1971), para una humedad del 75%, la pendiente es mayor a 5.

Durante el enriquecimiento del agua por evaporación, el vapor tendrá una reducción recíproca en humedad, graficándose sobre la misma recta de evaporación, pero opuesta de la composición inicial característica del agua, es decir al lado izquierdo de la línea meteórica de referencia (figura 3.2).

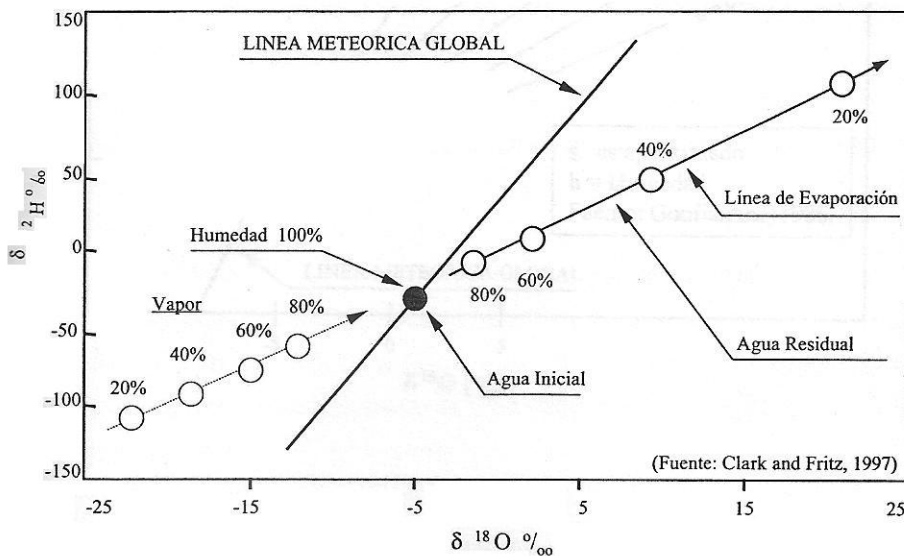


Figura 3.2. Línea de evaporación respecto de la humedad relativa.

Bajo condiciones de fuerte evaporación cinética, el fraccionamiento de ^{18}O y ^2H , depende del grado de humedad atmosférica presente y para el caso del agua oceánica, el efecto isotópico se observa en el vapor y no en el agua.

La figura 3.3 muestra esquemáticamente el enriquecimiento isotópico respecto de la humedad. Todas las rectas están en la zona de evaporación. Los valores de la pendiente "s" mostrados en la figura son aproximados.

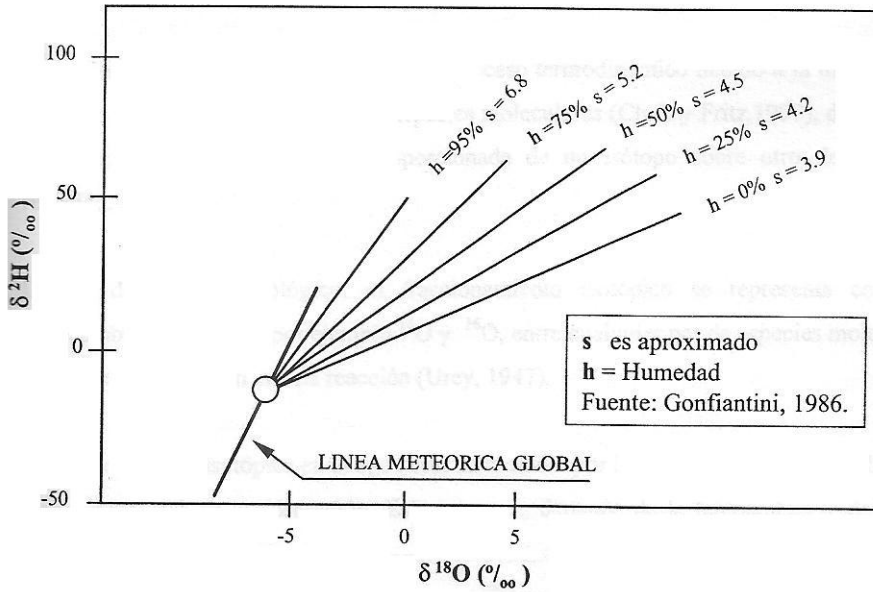


Figura 3.3. Enriquecimiento isotópico por efecto de la humedad.

3.4 FRACCIONAMIENTO ISOTÓPICO

Actualmente se conocen más de 2000 isótopos derivados de los elementos de la tabla periódica, producidos natural o artificialmente. Fue a principios de este siglo cuando comenzó su detección, pero hasta más tarde se iniciaron las investigaciones sobre su abundancia y variación en la hidrosfera

Uno de los primeros trabajos (Friedman, 1953), mostró que la concentración de la molécula de H_2^{18}O en la precipitación se ve acompañada de un cambio en la molécula de ^2HHO . Más tarde, Craig (1961), encontró que estos isótopos debido a procesos meteorológicos, se dividen o fraccionan de una manera predecible.

La división isotópica ocurre en cualquier proceso termodinámico debido a la diferencia en las tasas de reacción para diferentes especies moleculares (Clark y Fritz, 1997), dando como resultado una concentración desproporcionada de un isótopo sobre otro dentro de la reacción.

Dentro del ciclo hidrológico, el fraccionamiento isotópico se representa como un intercambio de isótopos por ejemplo ^{18}O y ^{16}O , entre cualquier par de especies moleculares o fases que participan en una reacción (Urey, 1947).

La concentración isotópica en el agua está controlada por las condiciones ambientales y las etapas presentes de condensación. Esta a su vez, depende de la temperatura y de alguna manera de la presión. El vapor atmosférico produce el enfriamiento de las moléculas de vapor y por lo tanto un empobrecimiento de ^{18}O y ^2H (valores más negativos) en esta fase y también en las fases líquida y sólida posteriores.

La evaporación es un proceso físico en el cual las moléculas del agua pasan de la fase líquida a la fase de vapor; isotópicamente, las moléculas más ligeras (^{16}O y ^1H) del agua se evaporan más rápidamente que las pesadas (^{18}O y ^2H), dando como resultado un fraccionamiento isotópico durante la evaporación. El vapor se enriquece de moléculas

ligeras reflejándose en valores más negativos de ^{18}O y ^2H . En contraste la fase del agua remanente se enriquece en isótopos pesados, reflejándose en valores más positivos de ^{18}O y ^2H .

La separación isotópica es más notoria si el vapor producido se remueve constantemente y la pendiente de la línea característica antes y después de la evaporación, depende de la temperatura prevaleciente y de la humedad del aire.

El fraccionamiento isotópico durante la evaporación es causado por la formación de las nubes, el vapor en las nubes está enriquecido en isótopos ligeros, ya que durante la formación de las lluvias, las moléculas pesadas del agua se condensan más eficientemente y se precipitan dejando el vapor residual de las nubes con valores reducidos (más negativos) de ^{18}O y ^2H . Un enfriamiento sistemático a la fase de vapor, produce un estado de condensación, provocando las lluvias, lo que ocasiona la disminución de isótopos pesados de ^{18}O y ^2H , el proceso no es simple y su evolución se complica por procesos de mezclado atmosférico y de reevaporación.

Cuando el vapor de agua oceánica se desplaza tierra adentro debido a las masas de aire, su composición isotópica comienza a cambiar debido a los factores meteorológicos presentes, como la temperatura, la humedad relativa, la velocidad del viento y la presencia de elevaciones orográficas. Las moléculas del vapor de agua tienden a enriquecerse en isótopos ligeros ^{16}O y ^1H , mientras se empobrece en isótopos pesados ^{18}O y ^2H . Al llegar a un punto donde la temperatura desciende se inicia la condensación, ocasionando la precipitación en forma de lluvia o granizo, dependiendo de las condiciones atmosféricas. La precipitación al llegar al suelo, parte de ella se infiltra y parte provoca escurrimientos, evaporación y evapotranspiración, esta última la provocan las hojas de las plantas a través de sus estomas, al asimilar con sus raíces la humedad del suelo.

De los procesos mencionados aquí, el único que provoca fraccionamiento isotópico es la evaporación, a través de un enriquecimiento sistemático sobre el contenido isotópico del agua en ^{18}O y ^2H .

De todos los procesos meteorológicos que influyen en la determinación de la composición isotópica de una masa de vapor, es la temperatura la de mayor influencia y se relaciona en los siguientes términos:

- **Altitud.** Cuando el agua se evapora, las especies isotópicas más ligeras van a la atmósfera y el agua remanente se ve enriquecida con las especies más pesadas, por lo que a mayor altitud, la concentración de isótopos pesados (^{18}O y ^2H) en la lluvia tiende a disminuir. Debido a que la temperatura media es baja, la reducción varía de -0.15 a 0.5 ‰ para el ^{18}O por cada 100 metros de elevación y de -1 a -4 ‰ para el ^2H .
- **Cantidad.** El contenido de isótopos pesados en la lluvia tiende a aumentar, al aumentar la cantidad de lluvia; esto se debe a la acumulación continuada de estas especies isotópicas, por ser más susceptibles de precipitarse preferencialmente. Un aguacero intenso y prolongado, tiene más isótopos pesados con valores δ más positivos que otro menos intenso y de menor duración.
- **Distancia.** Las precipitaciones más alejadas de la costa tienen menos ^{18}O y ^2H que las lluvias costeras, ya que las masas de vapor se mueven de su fuente originaria hacia los continentes y su composición isotópica evoluciona rápidamente, debido a los efectos topográficos y las temperaturas más frías que caracterizan los climas continentales. A mayor continentalidad la composición isotópica de ^{18}O y ^2H tienen valores más negativos. La amplitud de las variaciones estacionales en temperatura, se incrementa conforme aumenta la continentalidad de un sitio dado. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las precipitaciones, llegan a ser más negativos cuanto más se alejan de su fuente principal de evaporación, respecto de la región ecuatorial, por ejemplo en los polos, estos valores llegan a ser de -50 por mil.
- **Clima.** La lluvia en climas fríos tiene menos ^{18}O y ^2H , lo cual se caracteriza por los valores δ más negativos debido a que las temperaturas prevaecientes son más bajas, que la de los climas templados.

- Variaciones estacionales, las precipitaciones de invierno tienen menos ^{18}O y ^2H , que las de verano (Fontes, 1980).

3.5 COMPOSICIÓN ISOTÓPICA EN PRECIPITACIONES

La determinación de la composición isotópica de las aguas meteóricas, precipitaciones y vapor de agua atmosférico, sirve para obtener un entendimiento acerca de los vínculos que existen entre las precipitaciones y los factores principales que rigen las condiciones meteorológicas y el clima en el ciclo hidrológico, donde la temperatura es el parámetro de mayor influencia sobre las masas de aire que provocan la formación de las nubes. La cuantificación de estos isótopos permite relacionar los mecanismos presentes desde el origen del agua hasta el punto de muestreo y permite identificar los procesos a que ha estado sometida durante su recorrido.

La determinación de las relaciones existentes para el oxígeno $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y la correspondiente para el deuterio $^2\text{H}/^1\text{H}$ en las precipitaciones, depende principalmente de la temperatura prevaleciente durante la formación de las nubes. Una menor temperatura de formación, ocasiona precipitaciones isotópicamente empobrecidas dando como resultado valores δ más negativos.

La concentración de estos isótopos estables, se conserva a través del tiempo y el espacio sin ser afectada por las reacciones con el medio ambiente, por la duración de las reacciones ni por la distancia abarcada entre una reacción y la siguiente, por esta razón se les considera “trazadores perfectos”.

El proceso de variación en la composición isotópica se inicia cuando el agua de los océanos se evapora y cuando llega a territorio continental se condensa y llueve. Ambos procesos se les conoce como procesos de intercambio y se presentan debido a que la humedad relativa del aire está en equilibrio, pero hay un transporte neto de agua dentro de la

atmósfera. Una fracción de la masa de vapor se condensa provocando la precipitación y el vapor residual se eleva a grandes latitudes y cada vez a mayor continentalidad.

Debido a que las masas de aire se desplazan hacia los continentes y ganan altura, su composición isotópica va caracterizando su trayectoria en función de los procesos meteorológicos que encuentra a su paso. Cuando la temperatura desciende, las masas de aire se condensan y se presenta la precipitación en forma de lluvia, granizo o nieve, provocando la disminución de oxígeno-18 y deuterio. El proceso no es simple ya que se suceden reevaporaciones sucesivas. La composición isotópica de las precipitaciones, es controlada principalmente por la temperatura de condensación del vapor de origen y consecuentemente define el fraccionamiento isotópico característico para cada sitio en particular.

Cada proceso meteorológico, le confiere a las precipitaciones una composición isotópica característica única para un lugar determinado, si es posible medir esta particularidad y relacionarla con la composición isotópica de las aguas subterráneas, entonces es posible estudiar el origen de las mismas, sus mecanismos de recarga y las áreas donde se ha captado el aporte principal de un acuífero.

La composición isotópica del agua de lluvia en relación con la Línea Meteorológica Local se ve influenciada por varios mecanismos basados en la temperatura que ocasiona la precipitación, entre los que podemos mencionar, las trayectorias de las masas de vapor sobre los continentes, su paso por las elevaciones topográficas a altas latitudes y los efectos estacionales. Cada uno de estos factores tiene un efecto característico sobre las precipitaciones. Cuando se encuentran gradientes de temperatura, es posible encontrar gradientes en la composición isotópica de oxígeno-18 y deuterio.

Los estudios sobre mecanismos de recarga de aguas subterráneas están basados en las variaciones locales en lugar de continentales, de la composición isotópica de las precipitaciones. Las variaciones en temperatura y concentración isotópica de un arreglo topográfico local, proporcionan características que se conservan en las aguas subterráneas

de un acuífero. Los extremos estacionales más grandes en temperatura, generan fuertes variaciones estacionales en la composición isotópica de las precipitaciones, lo que nos permite determinar el tiempo durante el cual ocurren los mecanismos de recarga.

3.6 COMPOSICIÓN ISÓTOPICA EN AGUAS SUPERFICIALES Y AGUAS SUBTERRÁNEAS

Las aguas de los ríos y manantiales están expuestas a procesos climatológicos y meteorológicos, como los vientos, la irradiación solar, la evaporación y los escurrimientos. Están constantemente sometidos a cambios de temperatura y evaporación continua. El agua que se evapora se va enriqueciendo en isótopos ligeros ^{16}O y ^1H , ya que se evaporan con mayor facilidad que los pesados ^{18}O y ^2H , estos enriquecen el agua residual. Para fines prácticos el enriquecimiento del ^{18}O es de la mitad del ^2H .

Los valores más positivos de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^2\text{H}$ se presentan en aguas superficiales sometidas a evaporación, en aguas costeras o muy cercanas a la costa, en lluvias a bajas elevaciones de climas cálidos y en aguas cuya fuente de evaporación ha estado sometida a cierta evaporación como lo es la humedad del suelo en períodos de poca lluvia, períodos secos o en lagos salinos.

La evaporación de una superficie abierta, causa un enriquecimiento al agua residual aumentando notablemente en la zona no saturada (Dincer et al., 1974). A partir de la superficie del terreno, existe una zona que puede llegar hasta 6 m de profundidad, dependiendo de la región, vegetación y el clima prevaleciente, en la que la evaporación es más intensa que en superficies abiertas.

En general, la composición isotópica de ríos, manantiales, arroyos y pozos poco profundos está relacionada con la composición isotópica de las precipitaciones. En sistemas pequeños de desagüe, el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de escurrimiento, es igual al de la precipitación local o regional. En sistemas a gran escala la variación isotópica puede ser

notable o insignificante, ya que la influencia de otros procesos climatológicos y meteorológicos puede ser determinante.

En algunos casos, la notable disminución en el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^2\text{H}$, puede estar relacionado con vecindades a grandes altitudes o latitudes, o bien, a grandes descargas de precipitación regional.

La cuantificación de las variaciones promedio de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^2\text{H}$, en aguas de ríos y depósitos superficiales locales, permite estimar la existencia de puntos de infiltración o la contribución relativa de un afluente al río principal. Los ríos pequeños responden más rápidamente a los cambios en estos valores que los grandes sistemas.

En general la composición isotópica de las aguas subterráneas, está relacionada con la composición isotópica de las precipitaciones en la región de recarga. Por lo tanto, la composición isotópica de las aguas subterráneas refleja las variaciones isotópicas de la precipitación vinculadas a los cambios climáticos. Es posible determinar el origen de las aguas subterráneas a partir de los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^2\text{H}$ de la precipitación regional. El contenido de este valor en las aguas subterráneas representa el valor medio ponderado de la precipitación durante grandes períodos de infiltración. En climas templados, que es la media climática de la zona de estudio, estos valores en aguas subterráneas coinciden con el promedio anual de las lluvias. Para climas semiáridos, la correlación entre el contenido de estos valores en aguas subterráneas y las precipitaciones es más simple, pues la recarga de aguas subterráneas sólo ocurre durante cortos períodos de elevada precipitación; cuando ésta es baja, casi todo el volumen precipitado se evapora antes de infiltrarse.

Las aguas subterráneas que se encuentran por debajo del nivel freático, los pozos de explotación en el caso de la zona de estudio, tendrán valores de una composición isotópica aproximadamente igual al promedio de la precipitación anual regional.

Aunque las variaciones del contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^2\text{H}$ pueden ser muy grandes, las variaciones correspondientes a las aguas subterráneas son muy pequeñas. En la mayoría de

los casos, el contenido de estos valores se incrementa debido a la presencia de procesos de evaporación que afectan al agua antes de infiltrarse.

Es práctica común hacer análisis de aguas subterráneas del contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^2\text{H}$ conjuntamente, ya que al graficar los valores respecto de la línea de referencia, se puede determinar si se trata de muestras de agua originada de infiltración directa de agua de lluvia, si son mezclas con agua de mar o disolución de sales o si son aguas expuestas a evaporación, todos estos procesos le atribuirán una composición isotópica característica única (figura 3.1).

La infiltración de la precipitación en la zona no saturada ocurre a través de fisuras, poros o fracturamientos y fallas. La geometría de esta matriz provoca la formación de un hilo continuo a su través y es aquí donde ocurren diferentes procesos de mezclado. La infiltración se ve afectada por el tipo de suelo, vegetación y presencia de diferentes heterogeneidades, pérdidas por evaporación y la evapotranspiración de las plantas, variaciones estacionales y el tiempo de residencia, que puede ser de días o años.

Muchos estudios (Douglas, 1997), han mostrado que las variaciones estacionales en cuanto al contenido isotópico, son notablemente atenuados arriba del nivel freático y que el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^2\text{H}$ de las aguas subterráneas poco profundas representa aproximadamente los valores de la precipitación media anual.

Cuando la composición isotópica de las aguas subterráneas difiere de la correspondiente a las precipitaciones, la causa es que los procesos de recarga están influenciados por variaciones estacionales. El ejemplo más ilustrativo es la infiltración por la nieve derretida, isotópicamente reducida, que abastece los acuíferos cuando la evaporación es baja y el nivel freático del agua no está a gran profundidad.

Si las tasas de recarga son más elevadas que en otras épocas del año, las aguas subterráneas tendrán menores contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^2\text{H}$ que la media ponderada de la precipitación. Si se presentan menores desviaciones de este valor se debe al uso de suelo (Darling y Bath,

1988). La recarga bajo superficies con cubiertas de pasto es menor respecto de la que ocurre en terrenos arables activos.

Inmediatamente después de la lluvia, la capa superior del suelo inicia un proceso de secado. Como la evaporación se hace presente de forma continua, el perfil de secado se mueve hacia abajo a través del suelo.

Como la tensión hidráulica se incrementa con la pérdida de agua, el agua se mueve hacia arriba a través de la columna del suelo por fuerzas capilares; sin embargo el movimiento del agua hacia arriba es por difusión de vapor. La humedad del suelo siendo evaporada, llega a enriquecerse isotópicamente y la pendiente de la relación $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ decrece para esta humedad del suelo. El enriquecimiento característico, que se presenta en la fase líquida se mueve hacia la zona no saturada durante períodos de elevada infiltración.

La tendencia a bajar de los valores del contenido de $\delta^{18}\text{O}$ cerca del nivel freático, se debe al intercambio entre la evaporación isotópicamente reducida del vapor y del agua residual en la zona de flujo acuoso.

Por lo anterior se puede determinar, que la composición isotópica de las aguas subterráneas tenderá entonces a mezclarse, entre la humedad del suelo pre-existente y de la lluvia misma. Como este proceso se repite, el resultado es la presencia de aguas subterráneas con un rango de composición isotópica controlado por la variación isotópica de las lluvias y las pérdidas de humedad del suelo por evaporación.

Debido a la evaporación preferencial de las moléculas ligeras, la composición isotópica del agua que se infiltra, presentará valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ más enriquecidos, es decir menos negativos.

Los datos de la composición isotópica de las aguas subterráneas bajo estas condiciones de infiltración directa (Clark y Fritz, 1997), caerán entonces abajo y en forma paralela a la Línea Meteorica Mundial.

CAPÍTULO 4

USO DE ISÓTOPOS AMBIENTALES EN EL ACUÍFERO DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO LERMA

4.1 INTRODUCCIÓN

Una vez que se revisó la información hidrogeológica de la zona de estudio, se hizo un reconocimiento en campo desde las elevaciones montañosas hasta los valles de menor altitud hacia la Laguna de Almoloya del Río y cauce del propio Río Lerma, para identificar los cuerpos de agua de interés, como manantiales, arroyos, ríos y lagunas. Se analizaron mapas topográficos escala 1:250 000 (INEGI, 1981). Esto permitió elaborar un plan maestro de recolección de muestras de agua tanto superficial como subterránea, tomando en consideración su ubicación estratégica a nivel regional y su topografía particular. Se colectaron las muestras en recipientes cerrados y se enviaron al laboratorio para su cuantificación isotópica de oxígeno-18 y deuterio.

Los datos de la composición isotópica de precipitaciones, se obtuvieron de trabajos hidrológicos relacionados con el parte aguas oriental de la zona de estudio, tanto del cuerpo principal de la Sierra de las Cruces como de la parte poniente del Valle de México (zonas 2, 3 y 5, figura 4.1). Esto, con el fin de obtener una línea local representativa del acuífero, con la cual se analizaron los datos relacionables entre las precipitaciones y las aguas superficiales y subterráneas, lo que permitió estudiar el origen de las aguas de recarga y su

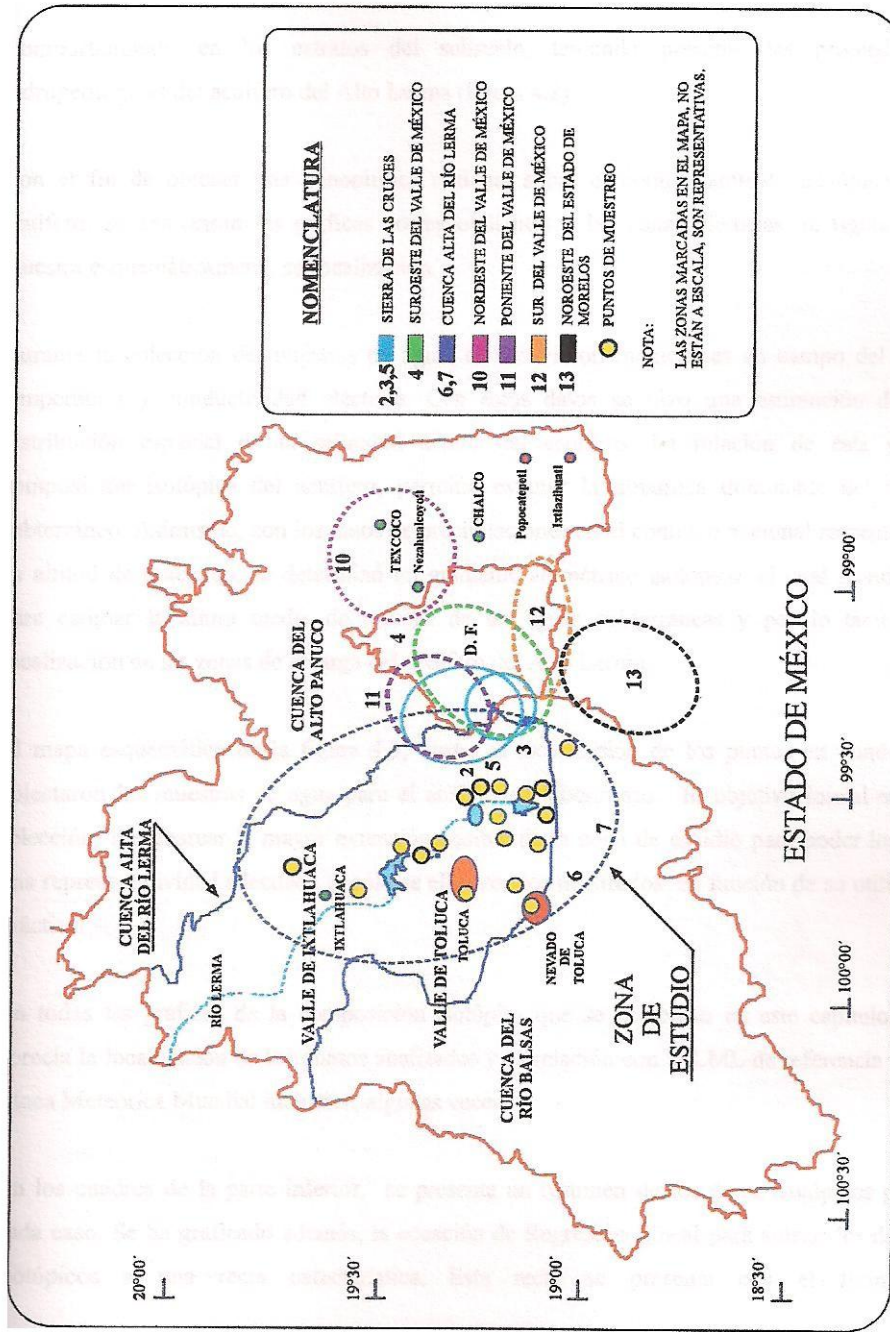


Figura 4.1 Localización de la zona de estudio y zonas adyacentes.

comportamiento en los estratos del subsuelo, teniendo presente las propiedades hidrogeológicas del acuífero del Alto Lerma (figura 4.2).

Con el fin de obtener una panorámica regional sobre el comportamiento isotópico del acuífero, se analizaron las gráficas correspondientes a las zonas aledañas, la figura 4.1 muestra esquemáticamente su localización.

Durante la colección de muestras de agua, se obtuvieron mediciones en campo del pH, temperatura y conductividad eléctrica. Con estos datos se hizo una estimación de la distribución espacial de la salinidad dentro del acuífero. La relación de ésta y la composición isotópica del acuífero, permitió estimar la dinámica dominante del flujo subterráneo. Asimismo, con los datos de precipitaciones en el contexto nacional respecto de su altitud de muestreo, se determinó un gradiente altimétrico isotópico, el cual se utilizó para estimar la altura media de recarga de las aguas subterráneas y por lo tanto, la localización de las zonas de recarga del acuífero del Alto Lerma.

El mapa esquemático de la figura 4.3, ilustra la localización de los puntos en donde se colectaron las muestras de agua para el análisis en laboratorio. El objetivo inicial en la selección, fue abarcar la mayor extensión posible de la zona de estudio para poder lograr una representatividad adecuada y sólo se eligieron los mostrados en función de su utilidad práctica.

En todas las gráficas de la composición isotópica que se presentan en este capítulo, se aprecia la localización de los puntos analizados y su relación con la LML de referencia y la Línea Meteorica Mundial inclusive, algunas veces.

En los cuadros de la parte inferior, se presenta un resumen de los datos isotópicos para cada caso. Se ha graficado además, la ecuación de Regresión Lineal para ajustar los datos isotópicos a una recta característica. Esta recta se presenta con el formato:

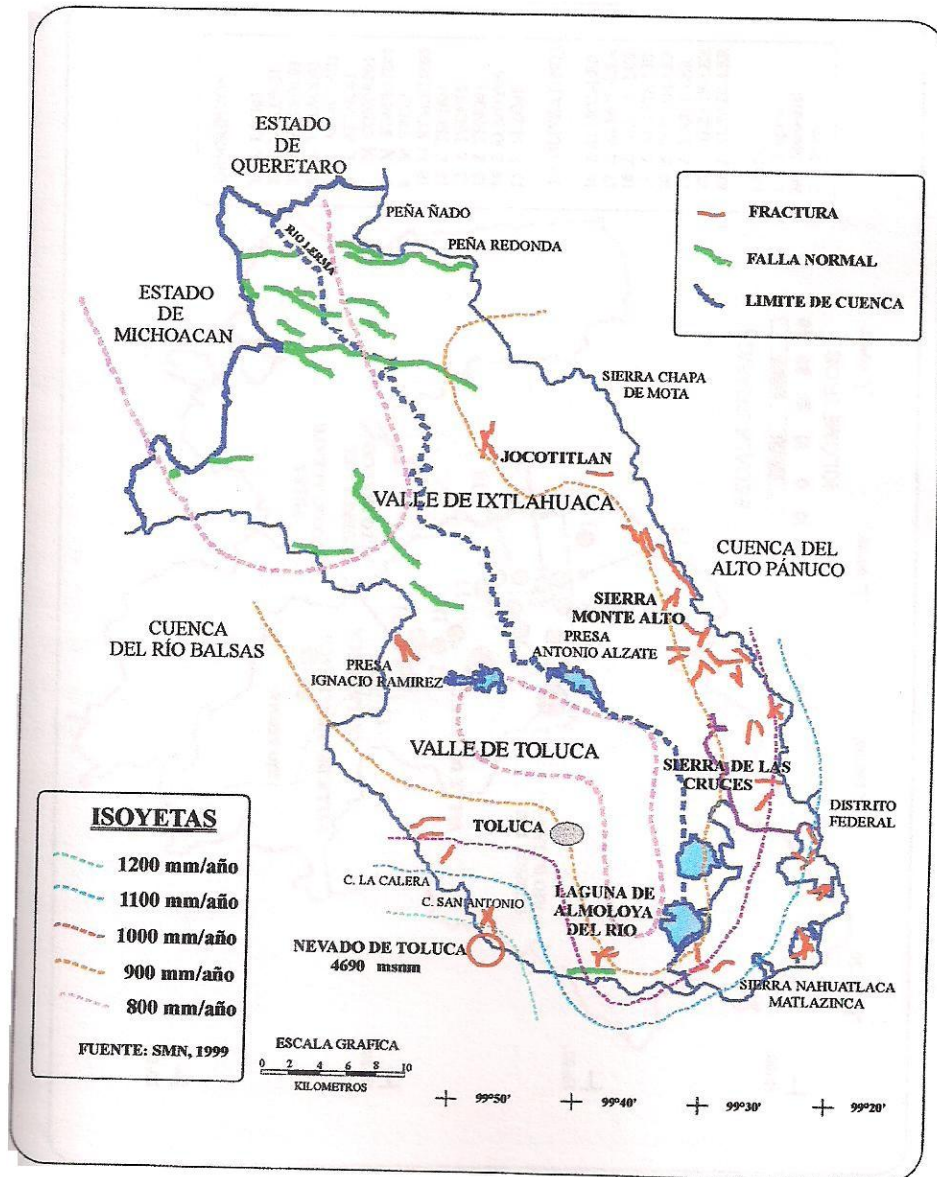


Figura 4.2 Mapa de Isoyetas de la Cuenca Alta del Río Lerma

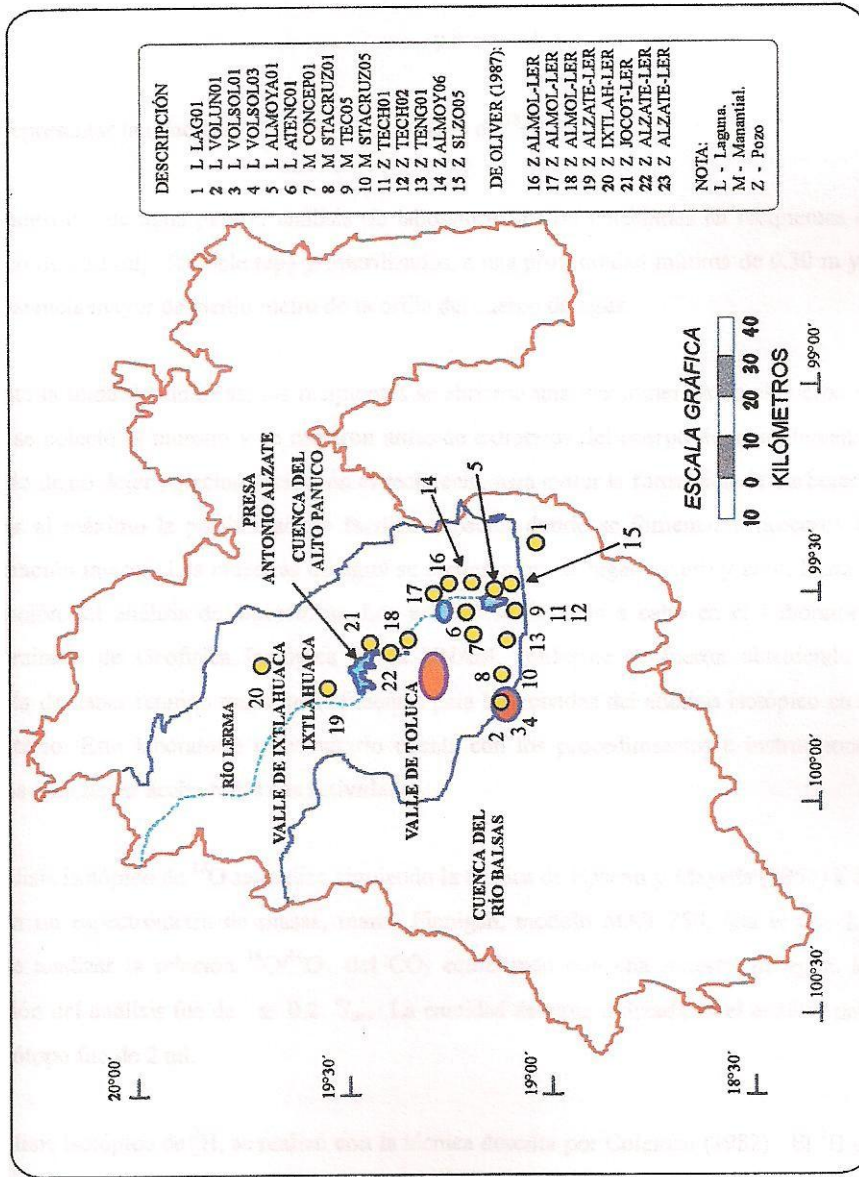


Figura 4.3 Localización de los puntos de muestreo

$$y = a x + b$$

Para representar la relación: $\delta^2\text{H} = a \delta^{18}\text{O} + b$

Las muestras de agua para el análisis de laboratorio fueron colectadas en recipientes de plástico de 250 ml, de doble tapa y esterilizados, a una profundidad mínima de 0.30 m y a una distancia mayor de medio metro de la orilla del cuerpo de agua.

Durante la toma de muestras, los recipientes se abrieron una vez inmersos en el cuerpo de agua, se colectó la muestra y se cerraron antes de extraerlos del cuerpo de agua, teniendo cuidado de no dejar espacios vacíos en el recipiente, para evitar la formación de burbujas y reducir al máximo la posibilidad de facilitar espacios donde se fomentaran procesos de evaporación interna. Las muestras de agua se conservaron en lugar oscuro y seco, hasta la realización del análisis de laboratorio. Los análisis se llevaron a cabo en el Laboratorio Universitario de Geofísica Isotópica de la UNAM, conforme se fueron obteniendo y después de haber reunido muestras suficientes para las corridas del análisis isotópico en el laboratorio. Este laboratorio universitario cuenta con los procedimientos e instrucciones escritas para llevar a cabo todas sus actividades.

El análisis isotópico de ^{18}O se realizó siguiendo la técnica de Epstein y Mayeda (1953) a 25 °C con un espectrómetro de masas, marca Finnigan, modelo MAT-250, con el que fue posible analizar la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del CO_2 equilibrado con una muestra de agua. La precisión del análisis fue de ± 0.2 ‰. La cantidad de agua utilizada en el análisis para este isótopo fue de 2 ml.

El análisis isotópico de ^2H , se realizó con la técnica descrita por Coleman (1982). El ^2H en agua se mide al reducir H_2O a H_2 con la adición de zinc. Cuando el agua se reduce, el H_2 se convierte en gas y no hay fraccionamiento isotópico. La precisión de medición del análisis es de ± 1 ‰. La cantidad de agua utilizada en el análisis fue de 5 μl .

En todos los casos el análisis se realizó dos veces a fin de corroborar los resultados del mismo y sólo un informe nos fue entregado por el laboratorio universitario, para documentar los resultados obtenidos.

4.2 COMPOSICIÓN ISOTÓPICA EN AGUAS METEÓRICAS

La figura 4.4, muestra la composición isotópica de las precipitaciones en la Sierra de las Cruces (zona 2, figura 4.1). Se presentan las Líneas Meteorológica Local y Mundial. Esta zona representa la parte más oriental de la Cuenca del Alto Lerma y contiene elevaciones con una altitud de hasta 3850 msnm, en el Cerro del Ajusco formando el parte aguas de esta cuenca con la del Valle de México. La misma figura, muestra que los valores de la composición isotópica de las precipitaciones de la Sierra de las Cruces caen a lo largo de la Línea Meteorológica Mundial.

La figura 4.5 ilustra la composición isotópica de las precipitaciones de la parte sur (zona 3, figura 4.1) de la misma sierra (Cortés et al., 1989). La figura 4.6, ilustra la composición isotópica de las precipitaciones del sudoeste del Valle de México (zona 4, figura 4.1). Se aprecia mucha similitud en la localización de los puntos que representan los valores de la composición isotópica, así como en las ecuaciones particulares de cada caso (Cortés, 1994).

Las precipitaciones en estas elevaciones, forman flujos regionales hacia el Valle de Toluca, dentro de la Cuenca Alta del Río Lerma y las que caen al este de la Sierra de las Cruces eventualmente, recargan el Valle de México.

El resumen de los resultados, de la composición isotópica de las aguas meteorológicas analizadas, se presenta en la Tabla 4.1. Los valores de las dos últimas columnas están en valores (‰), el primer renglón es para el $\delta^{18}\text{O}$ y el segundo para el $\delta^2\text{H}$.

Como se aprecia en dicha tabla, la ecuación característica de la composición isotópica de cada una de las zonas de referencia es muy similar en cuanto a su pendiente cercana a 7.9.

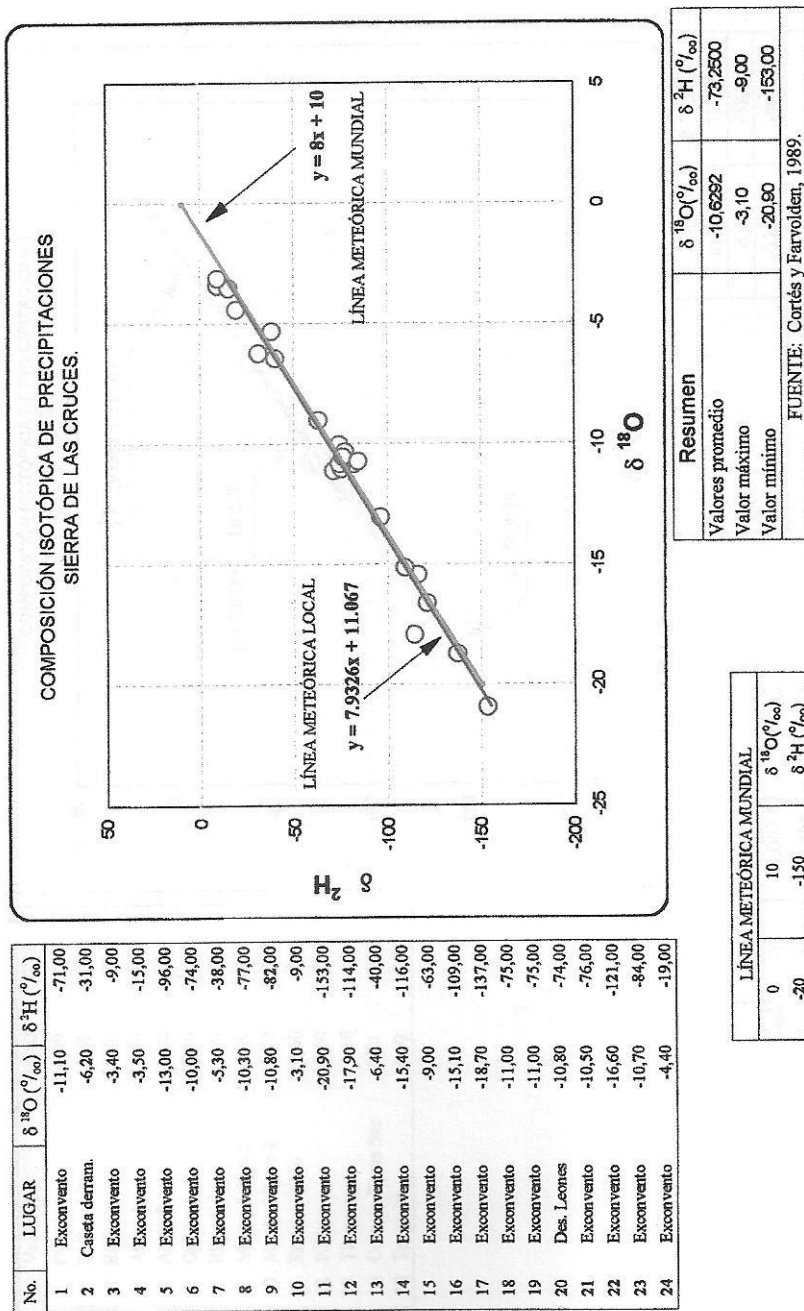


Figura 4.4 Composición Isotópica en Precipitaciones en la Sierra de las Cruces.

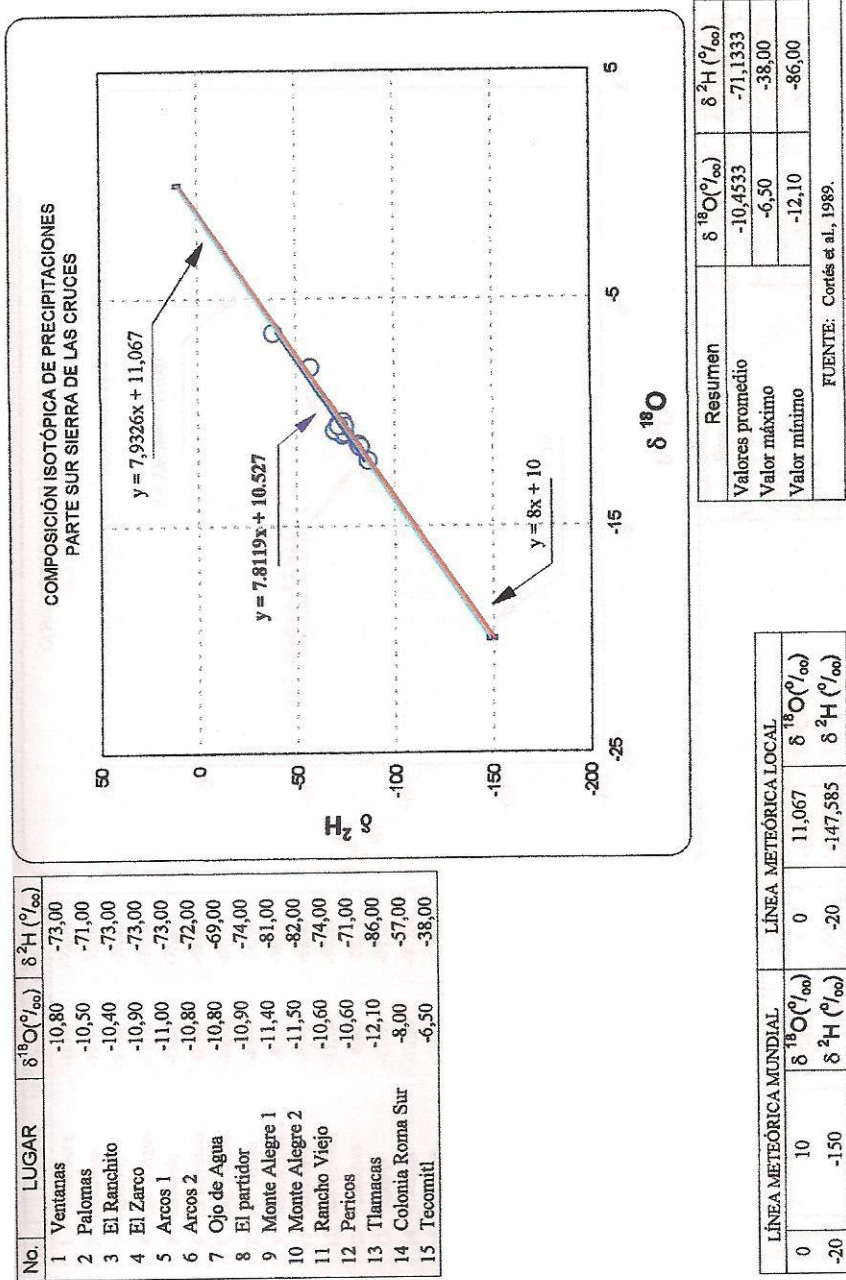


Figura 4.5 Composición Isotópica en Precipitaciones al Sur de la Sierra de las Cruces.

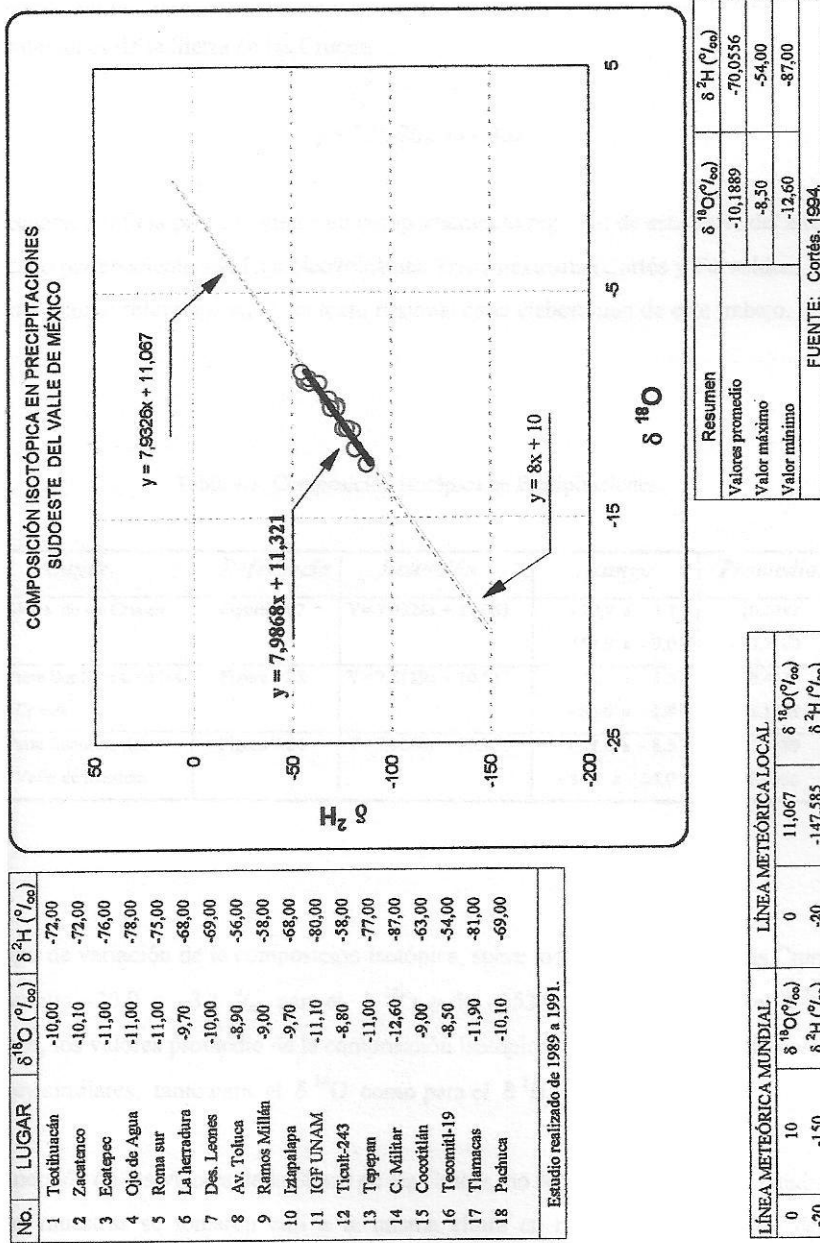


Figura 4.6 Composición Isotópica en Precipitaciones en el Sudoeste del Valle de México.

Su intersección es muy próxima a 11, por lo que para fines de referencia se puede considerar como representativa como Línea Meteorológica Local a la ecuación de las precipitaciones de la Sierra de las Cruces:

$$y = 7.9326x + 11.067$$

Esta ecuación refleja probablemente un comportamiento regional de esta parte del altiplano mexicano perteneciente a la Faja Neovolcánica Transmexicana (Cortés y Farvolden, 1989) y se tomó como referencia en el contexto regional en la elaboración de este trabajo.

Tabla 4.1. Composición isotópica en Precipitaciones.

| <i>Lugar</i> | <i>Referencia</i> | <i>Ecuación</i> | <i>Rango</i> | <i>Promedio</i> |
|-------------------------------------|-------------------|------------------------|-----------------------------------|------------------------|
| Sierra de las Cruces | Figura 5.02 | $Y = 7.9326x + 11.067$ | - 20.9 a - 3.1 - 153.9 a - 9.0 | - 10.6292 - 73.2500 |
| Parte Sur Sierra. de las Cruces | Figura 5.03 | $Y = 7.8119x + 10.527$ | - 12.1 a - 6.5 - 86.0 a - 3.8 | - 10.4533 - 71.1333 |
| Parte Sudoeste del Valle de México. | Figura 5.04 | $Y = 7.9868x + 11.321$ | - 12.6 a - 8.5 - 87.0 a - 54.0 | - 10.1889 - 70.0556 |

El rango de variación de la composición isotópica, sobre todo en la Sierra de las Cruces, es muy amplio, -20.9 a -3.1 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y de -153.9 a -9.0 ‰ para el $\delta^2\text{H}$, sin embargo, los valores promedio de la composición isotópica para las tres zonas mencionadas son muy similares, tanto para el $\delta^{18}\text{O}$ como para el $\delta^2\text{H}$.

La dispersión de los valores de la Sierra de las Cruces, no se atribuye al efecto altitudinal ya que las muestras se tomaron casi a la misma altura en metros sobre el nivel del mar (msnm), tampoco a variaciones estacionales, ya que las muestras pertenecen al periodo de

lluvias, de mayo a septiembre. Este comportamiento isotópico se atribuye a un comportamiento regional durante esta época del año (Cortés y Farvolden, 1989) y se infiere que las precipitaciones de esta zona tendrán esta composición isotópica característica que se repite año con año con variaciones muy pequeñas, donde queda patente la influencia de los factores meteorológicos a que están sometidas las masas de aire a lo largo de su trayectoria, desde su origen hasta llegar a este lugar.

La ecuación característica de la composición isotópica de las aguas meteóricas de la Sierra de las Cruces, se ajusta muy bien a la Línea Meteórica Mundial de Craig, con una variación en cuanto a su intersección que es de 11 en lugar de 10. El agua meteórica captada en estas elevaciones se filtra a través de las fisuras y fallas presentes en las andesitas y basaltos de las extensas capas de roca volcánica que constituyen el cuerpo principal de las sierras, antes de experimentar algún proceso de evaporación. Es aquí en las elevaciones circundantes, donde se conjugan los factores geológicos e hidrogeológicos que favorecen la captación fluvial y su contribución a la recarga del acuífero principal.

Aunque no se tienen datos de precipitaciones del Nevado de Toluca y la parte sur de la Cuenca Alta del Río Lerma, se infiere un comportamiento parecido al de la Sierra de las Cruces, debido a la similitud en las propiedades litológicas y estratigráficas.

4.3 COMPOSICIÓN ISOTÓPICA EN AGUAS SUPERFICIALES

Tomando en cuenta la estratigrafía y topografía de la Cuenca Alta del Río Lerma y derivado del reconocimiento en campo, se pudo identificar una gran cantidad de cuerpos superficiales en la zona de estudio, algunos de ellos se originan en las elevaciones montañosas y se extienden hacia los valles de la planicie con dirección hacia las partes más bajas de la cuenca, llevan agua de manera continuada y desembocan en manantiales, arroyos o lagunas, otros mientras tanto aflorando en la superficie se pierden aguas abajo en resumideros o estribaciones de cerros y colinas.

Las muestras de aguas superficiales que se colectaron, pertenecen a la región del Valle de Toluca (figura 4.7). En esta figura se aprecia la recta de Regresión Lineal que ajusta los datos de la composición isotópica de estas aguas y su relación con las líneas Meteorícas tanto Local como Mundial. Abarcan desde las lagunas del Nevado de Toluca por la parte occidental de la Cuenca Alta del Río Lerma, al sur de la Laguna de Almoloya del Río y hasta la Hacienda de Atenco en la parte norte de la misma laguna, por donde el agua tiene su salida natural hacia el Río Lerma. La similitud entre los factores geológicos e hidrogeológicos de las elevaciones circundantes de la Cuenca Alta del Río Lerma parecen definir un modelo regional en esta parte de la Faja Neovolcánica Transmexicana. La combinación de los factores hidrogeológicos establecen las condiciones meteorológicas que finalmente son las responsables del origen de las masas de aire que generan las precipitaciones, tanto en los valles como en las inmediaciones de las elevaciones circundantes de esta cuenca.

Bajo este contexto, los escurrimientos superficiales, arroyos y manantiales provenientes del Nevado de Toluca, Sierra de las Cruces- Monte Alto, Sierra Tenango y Cerro del Ajusco, esto es, los escurrimientos provenientes de los parte aguas de la Cuenca Alta del Río Lerma, nos permitió obtener la información necesaria para determinar el origen de las aguas superficiales de la zona de estudio. Las manifestaciones de descarga de aguas superficiales se evidencia tanto en la parte occidental como en la oriental de la cuenca.

La muestra LAG01(figura 4.7), se tomó de una laguna poco profunda ubicada al sudeste de la Laguna de Almoloya del Río, a 5 km aproximadamente.

Las muestras VOLUN01, VOLSOL01 y VOLSOL03, provienen de las Lagunas del Sol y la Luna, asentadas en el cráter volcánico del Nevado de Toluca. La muestra ALMOYA01, proviene de las aguas de la Laguna de Almoloya del Río, nótese que sus valores isotópicos son mayores a cero.

Las muestras CONCEP01, STACRUZ01 y STACRUZ05, se tomaron de cuerpos superficiales provenientes del Nevado de Toluca, las dos últimas fueron tomadas en las

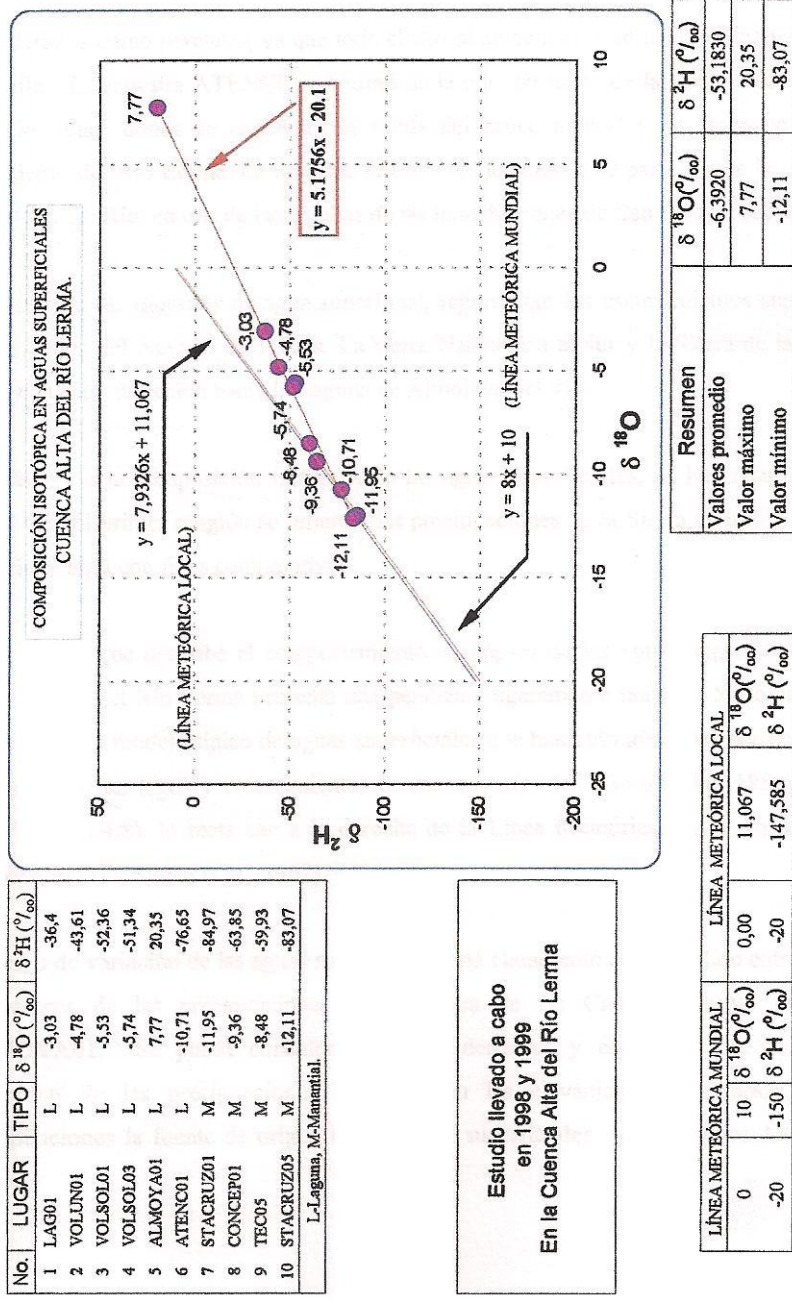


Figura 4.7 Composición Isotópica en Aguas Superficiales en la Cuenca Alta del Río Lerma.

estribaciones del pie de monte de la formación volcánica y representan cuerpos de agua considerados como perennes, ya que todo el año se aprecia el flujo hacia las partes bajas de los valles. La muestra ATENC01, se tomó de la porción norte de la Laguna de Almoloya del Río, lugar donde se encuentra la salida del cauce natural y se reconoce como el nacimiento del Río Lerma. La muestra TEC05, fue tomada en la parte sur de la Laguna de Almoloya del Río, en una de las lagunas de las inmediaciones de San Pedro Techuchulco.

En resumen, las muestras de agua superficial, representan los escurrimientos superficiales provenientes del Nevado de Toluca, La sierra Nahuatlaca al sur y la Sierra de las Cruces, todas ellas con dirección hacia la Laguna de Almoloya del Río.

Los datos de la composición isotópica de las aguas superficiales, se han resumido en la Tabla 4.2. El primer renglón se refiere a las precipitaciones de la Sierra de las Cruces, pero se incluye aquí con fines comparativos.

La ecuación que describe el comportamiento isotópico de las aguas superficiales de la Cuenca Alta del Río Lerma presenta una pendiente ligeramente mayor a 5, lo cual define claramente un modelo típico de aguas superficiales que han sido afectadas por procesos de evaporación en lagos y escurrimientos de cuencas cerradas (Gonfiantini, 1986) y por lo tanto (figura 4.8), la recta cae a la derecha de la Línea Meteorica Local, en la zona de evaporación (Friedman et al., 1962).

El rango de variación de las aguas superficiales está claramente comprendido entre el rango de valores de las precipitaciones de la Sierra de las Cruces, excepto la muestra ALMOYA01. Se puede considerar que los derrames y escurrimientos superficiales provienen de las precipitaciones acaecidas en las elevaciones montañosas, son las precipitaciones la fuente de origen de las aguas superficiales de la Cuenca Alta del Río Lerma.

Estas descargas superficiales se pueden constatar físicamente en campo y representan un sistema de drenaje local de las partes de captación que conducen el agua hacia la planicie de los valles de menor altitud.

Tabla 4.2. Composición isotópica en aguas superficiales en la zona de estudio.

| <i>Lugar</i> | <i>Ecuación</i> | <i>Rango</i> | <i>Promedio</i> | <i>Media Ponderada</i> |
|---------------------------|------------------------|---------------------------------------|------------------------|------------------------|
| Sierra de las Cruces | $Y = 7.9326x + 11.067$ | - 20.90 a - 3.10 - 153.90 a - 9.00 | - 10.6292 - 73.2500 | |
| Cuenca Alta del Río Lerma | $Y = 5.1756x - 20.100$ | - 12.11 a - 7.77 - 83.07 a - 20.35 | - 6.3920 - 53.1830 | -11.3046 -78.6080 |

Lo anterior queda evidenciado con los valores de la media ponderada de las aguas superficiales de la Cuenca Alta del Río Lerma, cuyos valores son de -11.3046 ‰ para el oxígeno-18 y de -78.6080 ‰ para el deuterio. Estos valores fueron determinados mediante el cálculo de los valores de la intersección entre las rectas de la composición isotópica de las aguas superficiales y la recta de la Línea Meteorica Local, este cálculo proporciona una muy cercana estimación de los valores de la composición isotópica media ponderada de la fuente de origen del agua de lagos y escurrimientos superficiales (Gibson et al., 1993).

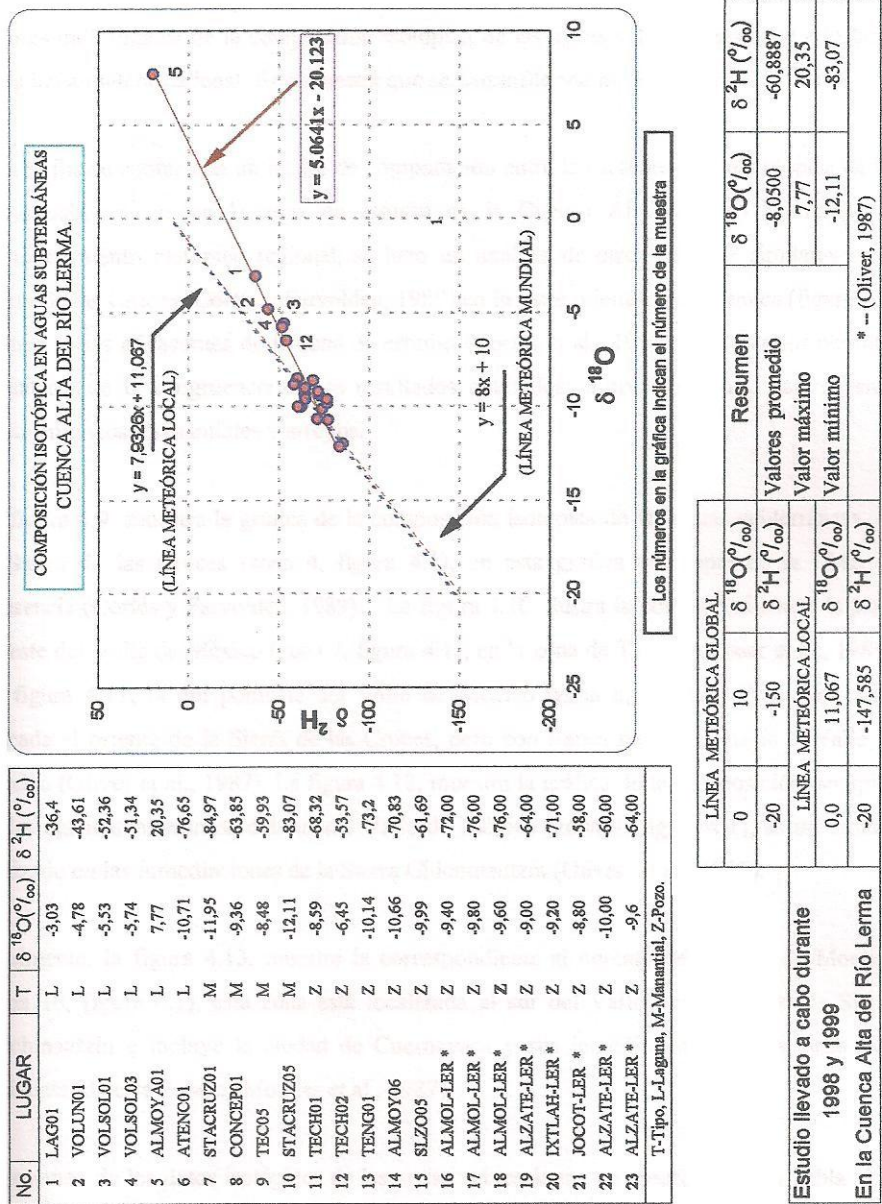
Los valores ponderados calculados, prácticamente corresponden a los valores promedio de la composición isotópica de las precipitaciones de la Sierra de las Cruces, que resultaron ser de -10.6292 y -73.2500 ‰ para el oxígeno-18 y deuterio respectivamente. Esto corrobora finalmente que las precipitaciones son la fuente de origen de las aguas superficiales de la zona del Valle de Toluca.

4.4 COMPOSICIÓN ISOTÓPICA EN AGUAS SUBTERRÁNEAS

Los valores de la composición isotópica y la gráfica correspondiente de las aguas subterráneas de la Cuenca Alta del Río Lerma, se presentan en la figura 4.8. En esta gráfica se incluyen los valores de la composición isotópica de las aguas superficiales de la figura 4.7, los de las aguas subterráneas y los valores de muestras de agua subterráneas de pozos profundos de Oliver (1987). Es decir, se han tomado en cuenta los valores de la composición isotópica de aguas subterráneas profundas y poco profundas en la región de estudio. Esto se ha hecho de esta manera debido a que para estudios de tipo regional, la composición isotópica de aguas subterráneas poco profundas como arroyos y manantiales, así como las aguas subterráneas provenientes de pozos profundos, cuya extracción está por debajo del nivel freático, proporciona un comportamiento característico correlacionable con la fuente de origen (Clark y Fritz, 1997).

Las muestras TECH01 y TECH02 (figura 4.8), provienen de la población de San Pedro Techuchulco al sur de la Laguna de Almoloya del Río, los cuales interceptan el flujo subterráneo proveniente de la parte aguas con la cuenca del Río Balsas. La muestra TENG01, proviene de Tenango del Valle en las estribaciones con el Nevado de Toluca, al sudoeste de la Laguna de Almoloya del Río. La muestra ALMOY06, se tomó de un pozo profundo localizado en la parte oriente de la Laguna de Almoloya del Río, cerca de la orilla. La muestra SLZO05, proviene de San Lorenzo Huehuetitlán, ubicada aproximadamente a 1 km al sudeste de la Laguna de Almoloya del Río.

Los valores de la media ponderada de la composición isotópica de las aguas subterráneas del acuífero del Alto Lerma, resultaron -10.8730‰ y -75.1840‰ para el oxígeno-18 y deuterio respectivamente. Estos valores son muy cercanos a los valores promedio de las precipitaciones de la Sierra de las Cruces (-10.6292‰ y -73.2500‰ , para ambos isótopos respectivamente). Esto indica que las aguas que recargan el acuífero, provienen precisamente de las precipitaciones captadas en las elevaciones montañosas circundantes.



Los números en la gráfica indican el número de la muestra

Figura 4.8 Composición Isotópica en Aguas Subterráneas en la Cuenca Alta del Río Lerma.

La recta de la composición isotópica característica de este acuífero, figura 4.8, presenta una pendiente de 5.0641, típica de aguas de aguas evaporadas a nivel regional, sin embargo, los valores individuales de la composición isotópica de las aguas subterráneas caen a lo largo de la línea meteórica local. Esto muestra que se han infiltrado rápidamente.

Con el fin de contar con un medio de comparación entre la caracterización isotópica de las aguas subterráneas en la zona de estudio de la Cuenca Alta del Río Lerma y el comportamiento isotópico regional, se hizo un análisis de otros trabajos similares en la Sierra de las Cruces (Cortés y Farvolden, 1989) en la parte oriental de la cuenca (figura 4.1) y otras zonas adyacentes de la zona de estudio (Cortés et al., 1997). Lo anterior permitió percatarse de la congruencia de los resultados obtenidos a nivel regional. Las muestras incluyen pozos, manantiales y arroyos.

La figura 4.9 muestra la gráfica de la composición isotópica de las aguas subterráneas de la Sierra de las Cruces (zona 4, figura 4.1), en esta gráfica sólo aparece la LML de referencia (Cortés y Farvolden, 1989). La figura 4.10, ilustra la correspondiente a la parte noreste del Valle de México (zona 7, figura 4.1), en la zona de Texcoco (Issar et al., 1984). La figura 4.11, la del poniente del Valle de México (zona 8, figura 4.1), es una zona ubicada al oriente de la Sierra de las Cruces, pero con franca pendiente hacia el Valle de México (Oliver et al., 1987). La figura 4.12, muestra la gráfica de la composición isotópica de las aguas subterráneas del sur del Valle de México (zona 9, figura 4.1), es un estudio realizado en las inmediaciones de la Sierra Chichinautzin (Oliver et al., 1987).

Finalmente, la figura 4.13, muestra la correspondiente al noreste del Estado de Morelos (zona 10, figura 4.1), esta zona está localizada al sur del Valle de México en la Sierra Chichinautzin e incluye la ciudad de Cuernavaca y sus inmediaciones, en la parte más occidental de este Estado (Morales et al., 1987).

El resumen de los datos isotópicos de las aguas subterráneas, se muestran en la Tabla 4.3. En esta tabla aparecen los datos de la Sierra de las Cruces, la Cuenca Alta del Río Lerma y

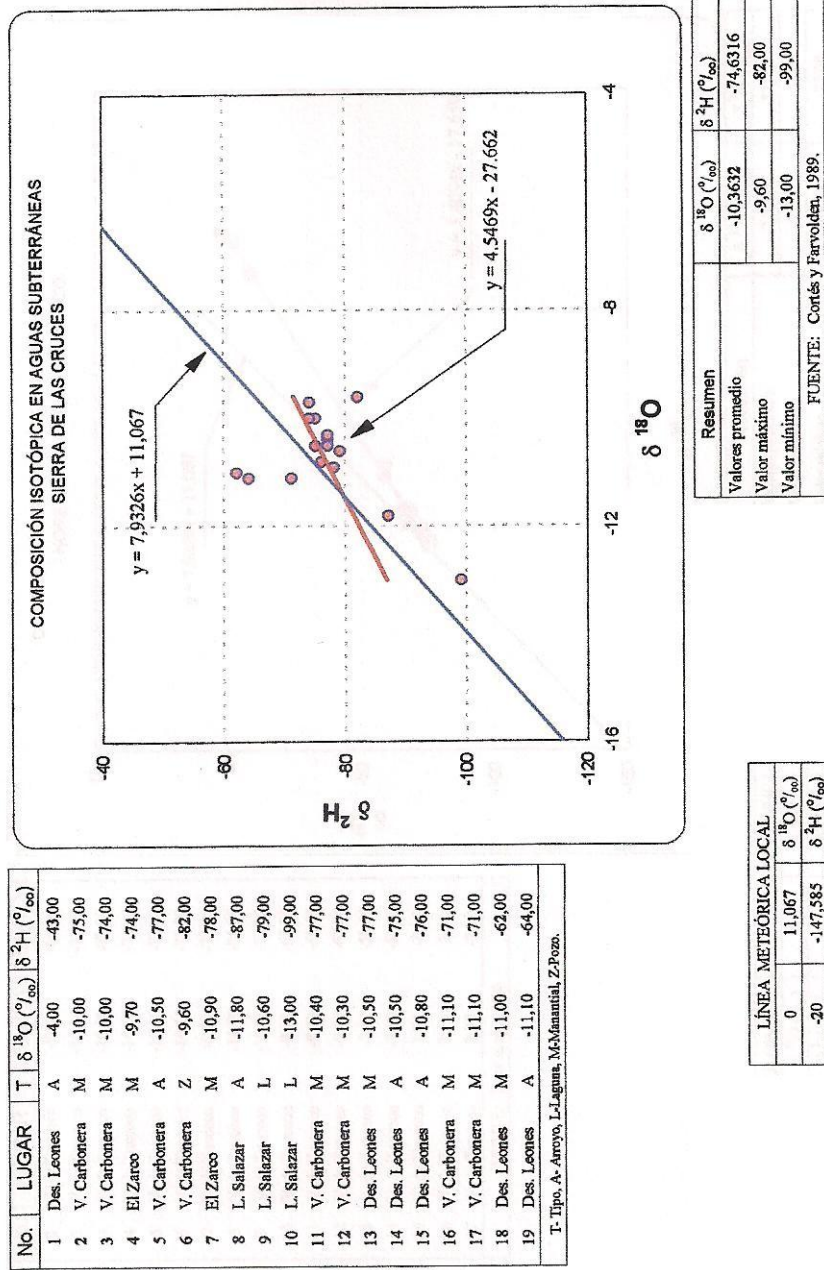
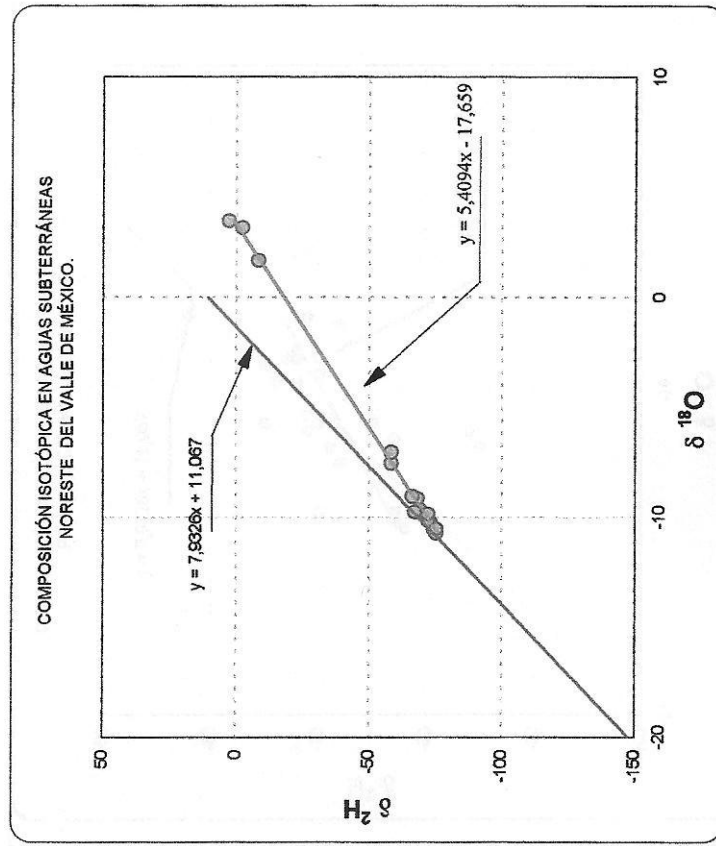


Figura 4.9 Composición Isotópica en Aguas Subterráneas en la Sierra de las Cruces.



| No. | LUGAR | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | $\delta^2\text{H}$ (‰) |
|-----|---------------|---------------------------|------------------------|
| 1 | V. de Texcoco | -9,60 | -69,00 |
| 2 | V. de Texcoco | -10,20 | -73,00 |
| 3 | V. de Texcoco | -10,00 | -72,00 |
| 4 | V. de Texcoco | -10,50 | -74,00 |
| 5 | V. de Texcoco | -10,00 | -72,00 |
| 6 | V. de Texcoco | -10,10 | -72,00 |
| 7 | V. de Texcoco | -9,80 | -72,00 |
| 8 | V. de Texcoco | -10,70 | -75,00 |
| 9 | V. de Texcoco | -10,50 | -75,00 |
| 10 | V. de Texcoco | -9,10 | -68,00 |
| 11 | V. de Texcoco | -9,00 | -66,00 |
| 12 | V. de Texcoco | -9,70 | -67,00 |
| 13 | V. de Texcoco | -7,50 | -58,00 |
| 14 | V. de Texcoco | -7,00 | -58,00 |
| 15 | V. de Texcoco | 1,70 | -8,00 |
| 16 | V. de Texcoco | 3,50 | 3,00 |
| 17 | V. de Texcoco | 3,20 | -2,00 |

FUENTE: Issar et al., 1984.

| LÍNEA METEÓRICA GLOBAL | | LÍNEA METEÓRICA LOCAL | |
|------------------------|---------------------------|---------------------------|------------------------|
| | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | $\delta^2\text{H}$ (‰) |
| 0 | 10 | 11,067 | |
| -20 | -150 | -147,585 | |

| Resumen | |
|------------------|-----------------------------------|
| Valores promedio | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) -7,3706 |
| Valor máximo | 3,50 |
| Valor mínimo | -10,70 |
| | $\delta^2\text{H}$ (‰) -57,5294 |
| | 3,00 |
| | -75,00 |

Figura 4.10. Composición Isotópica en Aguas Subterráneas al Noreste del Valle de México.

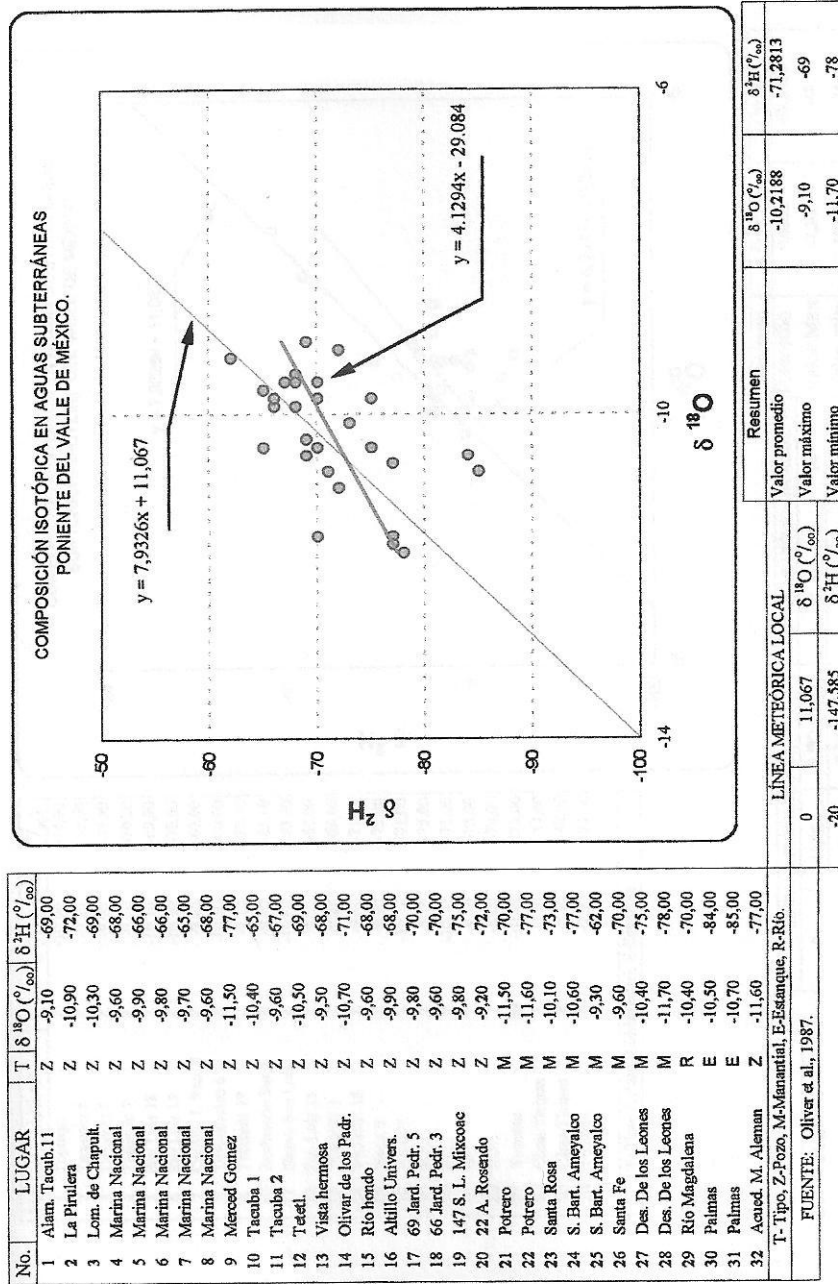


Figura 4.11 Composición Isotópica en Aguas Subterráneas al Poniente del Valle de México.

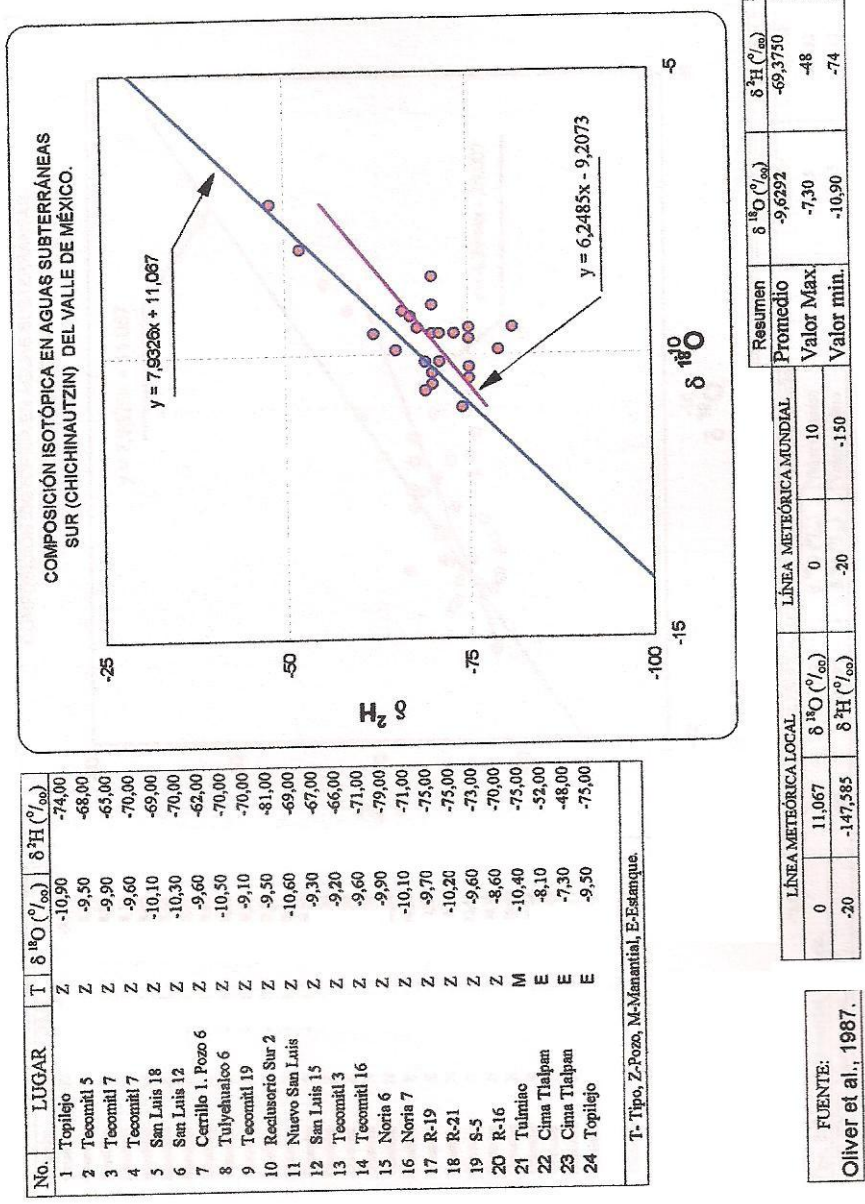


Figura 4.12 Composición Isotópica en Aguas Subterráneas al Sur del Valle de México.

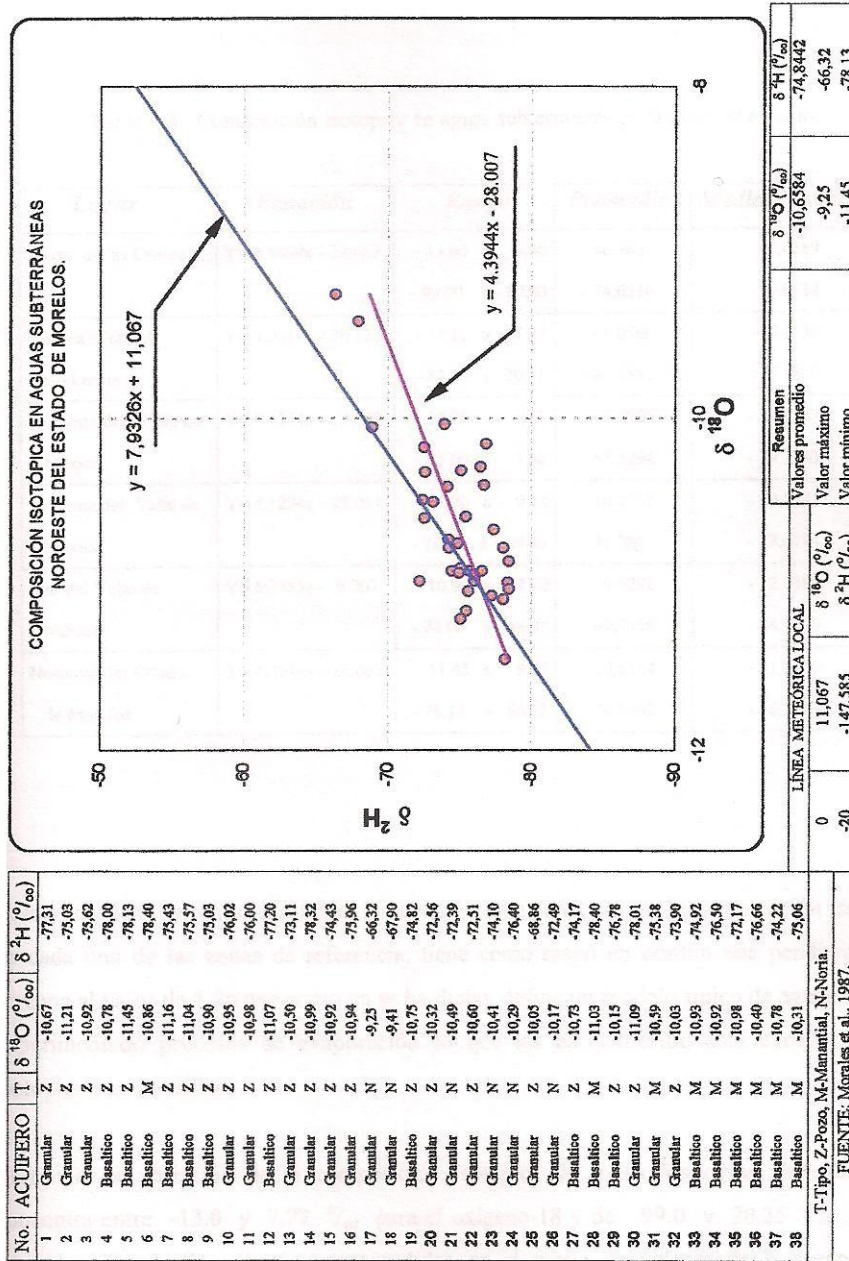


Figura 4.13 Composición Isotópica en Aguas Subterráneas al Noroeste del Estado de Morelos.

las zonas adyacentes estudiadas, con el mismo formato de las tablas 4.1 y 4.2 mencionadas en los apartados anteriores.

Tabla 4.3. Composición isotópica en aguas subterráneas en la zona de estudio.

| <i>Lugar</i> | <i>Ecuación</i> | <i>Rango</i> | <i>Promedio</i> | <i>Media Ponderada</i> |
|--------------------------------|-----------------------|---------------------------------------|------------------------|------------------------|
| Sierra de las Cruces | $Y= 4.5469x - 27.662$ | - 13.00 a - 9.60 - 99.00 a - 82.00 | - 10.3632 - 74.6316 | - 11.4389 - 79.6732 |
| Cuenca Alta del Río Lerma | $Y= 5.0641x - 20.123$ | - 12.11 a 7.77 - 83.07 a 20.35 | - 8.0500 - 60.8887 | -10.8730 -75.1840 |
| Noroeste del Valle de México | $Y= 5.4094x - 17.659$ | - 10.70 a 3.50 - 75.00 a 3.00 | - 7.3706 - 57.5294 | - 11.3847 - 79.2433 |
| Poniente del Valle de México | $Y= 4.1294x - 29.084$ | - 11.70 a - 9.10 - 78.00 a - 69.00 | - 10.2188 - 71.2813 | - 10.5571 - 72.6784 |
| Sur del Valle de México | $Y= 6.2485x - 9.207$ | - 10.90 a - 7.30 - 74.00 a - 48.00 | - 9.6292 - 69.3750 | - 12.0380 - 84.4260 |
| Noroeste del Estado de Morelos | $Y= 4.3944x - 28.007$ | - 11.45 a - 9.25 - 78.13 a - 66.32 | - 10.6584 - 74.8442 | - 11.0430 - 76.5340 |

Como se puede ver en dicha tabla, la ecuación característica de la composición isotópica de cada una de las zonas de referencia, tiene como rasgo en común una pendiente muy cercana al valor de 5, lo que como ya se ha dicho, define un modelo típico de aguas que han experimentado procesos de evaporación lo que les ha conferido este enriquecimiento isotópico característico.

El rango de variación de la composición isotópica de todos los datos presentados se encuentra entre -13.0 y 7.77 ‰ para el oxígeno-18 y de -99.0 y 20.35 ‰ para el deuterio. Estos valores están comprendidos en el rango de valores de la composición

isotópica de las precipitaciones de la Sierra de las Cruces (Tabla 4.1, página 86). Lo anterior permite definir que la fuente de las aguas subterráneas en esta parte de la cuenca del Alto Lerma, es de origen meteórico y proviene de las elevaciones montañosas circundantes, las cuales forman parte de las aguas de la propia cuenca.

Se calcularon los valores de la media ponderada mediante la intersección de cada una de las rectas obtenidas con respecto de la Línea Meteórica local y es sorprendente observar que estos valores (columna 5, Tabla 4.3), están muy próximos a los valores de la composición isotópica que corresponden a las precipitaciones de la Sierra de las Cruces (columna 4, Tabla 4.2), para los mismos isótopos. Esto confirma, como ya se mencionó, el origen de las aguas subterráneas en la región del Valle de Toluca

Así mismo, se puede apreciar la enorme similitud de los valores de la composición isotópica de las tres últimas columnas pertenecientes a la Cuenca Alta del Río Lerma (Tabla 4.3) y la parte noreste del Valle de México. Entre estas dos regiones, se encuentra el cuerpo principal de las Sierras de las Cruces y Monte Alto con dirección sur-norte y constituye el parte aguas que las separa. Este hecho confirma la dinámica del flujo subterráneo, con una trayectoria hacia la Cuenca Alta del Río Lerma y la otra hacia el Valle de México, con un punto de partida en común, el cual se encuentra precisamente en el cuerpo de la Sierra de las Cruces y Monte Alto. Adicionalmente por los valores promedio y la media ponderada del sur de la Sierra de las Cruces y el noroeste del Estado de Morelos, se infiere un flujo subterráneo con el mismo origen hacia estos puntos y tal vez una parte con destino final hacia la ciudad de Cuernavaca en el Estado de Morelos.

Por lo que respecta a la Cuenca Alta del Río Lerma, los valores promedio de la composición isotópica son -8.0500 y -60.8887 ‰ para el oxígeno-18 y deuterio respectivamente, son ligeramente menores que los valores promedio de la composición isotópica de las precipitaciones de la Sierra de las Cruces, esto permite deducir una tendencia estacional para los mecanismos de recarga y que además las tasas de recarga son más grandes que en otras épocas del año (Clark y Fritz, 1997). Ésta recarga se presenta sobre los sedimentos lacustres, constituidos principalmente por fragmentos arcillosos y

limosos dispuestos en capas laminares de poco espesor, los cuales son considerados como acumuladores subsuperficiales de las aguas evaporadas de este acuífero.

La Tabla 4.4 muestra la composición isotópica del Alto Lerma, con los datos de temperatura, pH y Conductividad eléctrica en (μS). Estos datos se midieron en campo a la hora de la toma de muestras. En la parte final de este capítulo se presenta la Tabla 4.6, la cual contiene el resumen de los datos de la composición isotópica del presente trabajo, con el fin de tener en una sola hoja, el panorama completo que se utilizó para el análisis final. Los demás datos se han incluido en las gráficas correspondientes.

4.5 COMPOSICION ISOTÓPICA Y SALINIDAD EN EL ACUIFERO

Con el objeto de conocer la relación de la composición isotópica de la zona de estudio con la salinidad (Sólidos Totales Disueltos, STD), se elaboraron las gráficas de la figura 4.14. Los valores de salinidad están en mg/l, se han estimado (Porras y Thauvin, 1978), a partir de los datos de la Conductividad eléctrica (Tabla 4.4, página 91). La gráfica que aparece a la derecha de los datos presentados en la figura 4.14, muestra la relación entre el exceso de deuterio y la salinidad de las muestras analizadas. Como se puede ver en la gráfica mencionada, existe una relación bien definida entre estos parámetros, representada por la línea punteada.

Las gráficas de la parte inferior de la misma figura, muestran la relación entre los valores de la composición isotópica y la salinidad. En las gráficas se puede observar que a excepción del valor 791 mg/l, los datos presentan una relación bien definida, línea punteada, propia de aguas cuya composición isotópica está influenciada por diversos procesos de evaporación. Son los procesos de evaporación los que determinan el enriquecimiento isotópico, cuando se trata de cuerpos de agua expuestos a ella y que están por encima de materiales de baja permeabilidad.

Tabla 4.4 Resumen de la composición isotópica en la zona de estudio

| CUENCA ALTA DEL RIO LERMA, REGION DEL VALLE DE TOLUCA | | | | | | | | | | | |
|---|------------|------------------------|-----------|-------------------|---------------------------|------------------------|-------------------------|--------|-----|------------------|--|
| No. | MUESTRA | UBICACIÓN | ORIGEN | FECHA DE MUESTREO | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | $\delta^2\text{H}$ (‰) | Exceso ^2H (‰) | T (°C) | pH | Cond. Elec. (µS) | |
| 1 | LAG01 | Cottepec | Laguna | 24-ene-98 | -3,03 | -36,40 | -12,16 | 17,9 | 6,0 | 182 | |
| 2 | VOLUN01 | Nevado de Toluca | Laguna | 01-may-98 | -4,78 | -43,61 | -5,37 | 6,2 | 5,0 | 190 | |
| 3 | VOLSOL01 | Nevado de Toluca | Laguna | 01-may-98 | -5,53 | -52,36 | -8,12 | 6,2 | 5,0 | 193 | |
| 4 | VOLSOL03 | Nevado de Toluca | Laguna | 01-may-98 | -5,74 | -51,34 | -5,42 | 6,3 | 5,0 | 191 | |
| 5 | ALMOYA01 | Almolya del Río | Laguna | 10-sep-98 | 7,77 | 20,35 | -41,81 | 15,8 | 8,0 | 990 | |
| 6 | ATENC01 | Hacienda de Atenco | Laguna | 10-oct-98 | -10,71 | -76,65 | 9,03 | 15,1 | 8,0 | 1130 | |
| 7 | STACRUZ01 | S.Cruz Pueblo Nuevo. | Manantial | 26-abr-98 | -11,95 | -84,97 | 10,63 | 11,2 | 6,0 | 352 | |
| 8 | CONCEP01 | La Concepción Coatipac | Manantial | 26-abr-98 | -9,36 | -63,85 | 11,03 | 14,6 | 7,0 | 334 | |
| 9 | TEC05 | S. Pedro Techuchilco | Manantial | 10-oct-98 | -8,48 | -59,93 | 7,91 | 15,6 | 8,0 | 563 | |
| 10 | STACRUZ05 | S.Cruz Pueblo Nuevo. | Manantial | 26-abr-98 | -12,11 | -83,07 | 13,81 | 11,1 | 6,0 | 353 | |
| 11 | TECH01 | S. Pedro Techuchilco | Pozo | 24-ene-98 | -8,59 | -68,32 | 0,40 | 15,5 | 7,0 | 218 | |
| 12 | TECH02 | S. Pedro Techuchilco | Pozo | 24-ene-98 | -6,45 | -53,57 | -1,97 | 15,5 | 7,0 | 218 | |
| 13 | TENG01 | Tenango del Valle | Pozo | 26-abr-98 | -10,14 | -73,20 | 7,92 | 11,1 | 6,0 | 200 | |
| 14 | ALMOY06 | Almolya del Río | Pozo | 10-sep-98 | -10,66 | -70,83 | 14,45 | 15,9 | 6,0 | 112 | |
| 15 | SLZ005 | S. Lorenzo Huehuetilán | Pozo | 10-oct-98 | -9,99 | -61,69 | 18,23 | 16,1 | 6,0 | 120 | |
| 16 | ALMOL-LER | Ram. Almolya-Lerma | Pozo* | 1987 | -9,40 | -72,00 | 3,20 | | | | |
| 17 | ALMOL-LER | Ram. Almolya-Lerma | Pozo* | 1987 | -9,80 | -76,00 | 2,40 | | | | |
| 18 | ALMOL-LER | Ram. Almolya-Lerma | Pozo* | 1987 | -9,60 | -76,00 | 0,80 | | | | |
| 19 | ALZATE-LER | Ram. Alzate-Lerma | Pozo* | 1987 | -9,00 | -64,00 | 8,00 | | | | |
| 20 | ALZATE-LER | Ram. Alzate-Lerma | Pozo* | 1987 | -9,20 | -71,00 | 2,60 | | | | |
| 21 | ALZATE-LER | Ram. Alzate-Lerma | Pozo* | 1987 | -8,80 | -58,00 | 12,40 | | | | |
| 22 | IXTLAH-LER | Ram. Ixtlahuaca-Lerma | Pozo* | 1987 | -10,00 | -60,00 | 20,00 | | | | |
| 23 | JOCOT-LER | Ram. Jocoitilán-Lerma | Pozo* | 1987 | -9,60 | -64,00 | 12,80 | | | | |

NOTA: (*) - Tomados de Oliver et al., (1987)

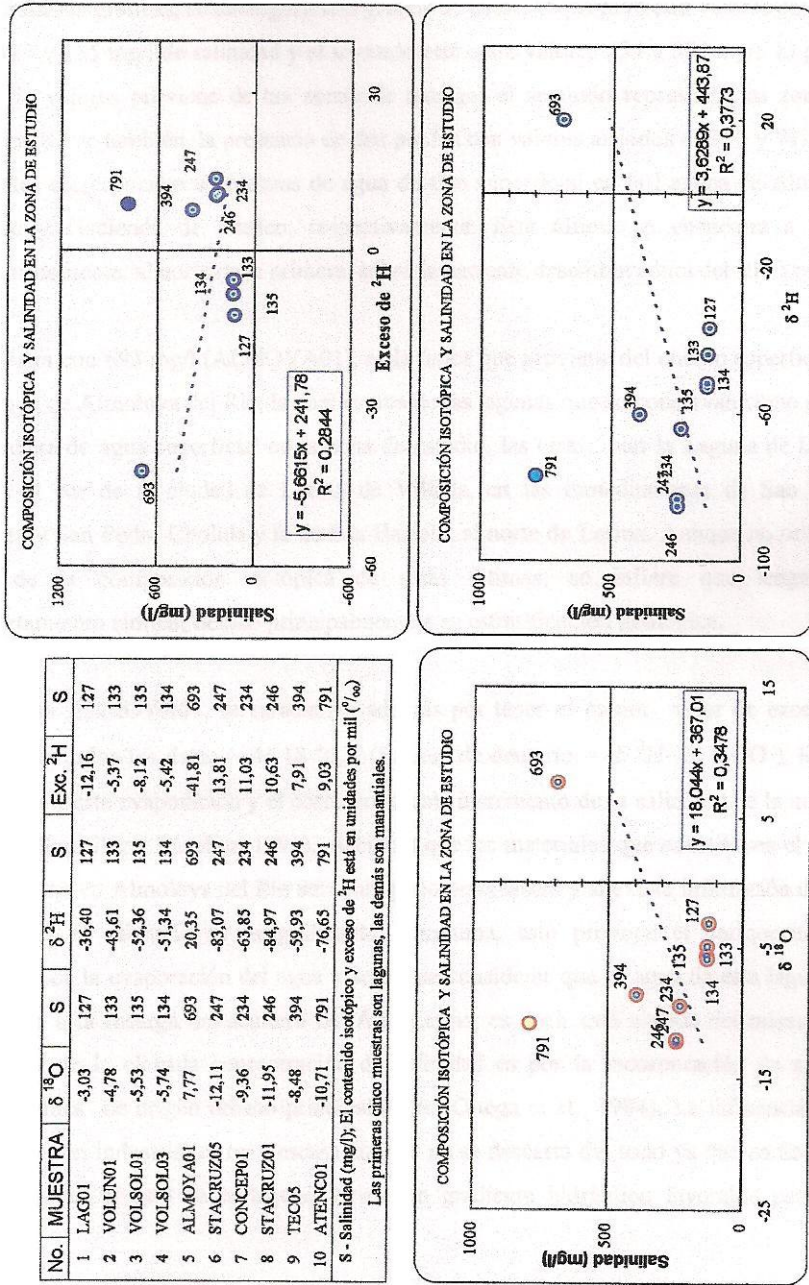


Figura 4.14. Composición Isotópica y Salinidad en el acuífero de la Cuenca Alta del Río Lerma

En las mismas gráficas, se distinguen dos grupos de datos. El primero con valores que están entre 127 y 135 mg/l de salinidad y el segundo está entre valores 234 a 394 mg/l. El primer grupo de valores proviene de las zonas de recarga; el segundo representa las zonas de descarga. Se ve también, la presencia de dos puntos con valores aislados de 693 y 791 mg/l, los cuales corresponden a muestras de agua de tipo superficial en la Laguna de Almoloya del Río y Hacienda de Atenco, respectivamente. Esta última se encuentra a 2 km aproximadamente, al norte de la primera, sobre la naciente desembocadura del Río Lerma.

La muestra con 693 mg/l (ALMOYA01), es la única que proviene del cuerpo superficial de la Laguna de Almoloya del Río, la cual es una de las lagunas que se conservan como espejo permanente de agua superficial en la zona de estudio, las otras, son la Laguna de Lerma, situada al sur de la ciudad de Lerma de Villada, en las inmediaciones de San Pedro Tultepec y San Pedro Cholula y la de San Bartolo, al norte de Lerma. Aunque no se tienen datos de la composición isotópica de estas últimas, se infiere que tengan un comportamiento similar, debido principalmente a su estratificación geológica.

La muestra ALMOYA01, se caracteriza además por tener el menor valor de exceso de deuterio de todos los datos -41.18‰ , (Exceso de deuterio = $\delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$), lo cual indica una fuerte evaporación y el correspondiente incremento de la salinidad de la muestra de agua (González y Sánchez, 1992), debido a que los materiales que constituyen el fondo de la Laguna de Almoloya del Río son muy poco permeables y si existe infiltración de este agua hacia el subsuelo es insignificante o mínima, esto provoca el enriquecimiento isotópico por la evaporación del agua y se puede considerar que el agua de esta laguna no contribuye a la recarga del acuífero del Alto Lerma, es decir está aislada del mismo. La otra causa de la elevada concentración de salinidad es por la incorporación de agentes contaminantes de origen urbano principalmente (Ortega et al., 1994). La influencia de la contaminación industrial es muy escasa aunque no se descarta del todo ya que en Santiago Tianguistenco, al este de la laguna, existe un gradiente hidráulico favorable para este propósito

La Laguna de Almoloya del Río, en tiempos de estiaje es un espejo estacionario de agua y es afectada por la evaporación continua tanto por la radiación solar, como por la influencia permanente de los vientos en su superficie. En tiempos de lluvia el nivel de la laguna se incrementa, formando un dren natural de salida con dirección sur-norte, desde este lugar y hasta la salida de la cuenca. Los otros espejos de agua superficial que aún se conservan dentro de la Región del Valle de Toluca, se presume deben tener un comportamiento similar y por lo tanto se concluye que estos cuerpos superficiales y el propio cauce del Río Lerma, están desconectados de este acuífero.

En la figura 4.15, se aprecia una distribución espacial de la salinidad de los puntos de muestro, que se han estudiado para este estudio. En esta figura, se ve que en las altas elevaciones las concentraciones de salinidad son menores que en las partes de los valles, las primeras constituyen las zonas de recarga y las otras a las de descarga. Esto se ve tanto desde la parte occidental, como de la parte sur y la parte oriental de la zona de estudio. En la porción de Tilapa se encontró 84 mg/l, hacia el occidente en Santiago Tianguistenco se encontró 203 mg/l y ya en la Laguna de Almoloya del Río de 394 mg/l. Este patrón de concentraciones de salinidad entre las zonas de recarga y las de descarga, define un modelo perfectamente determinado por el incremento de la concentración de salinidad en relación con la distancia de recarga. Esto permitió distinguir un flujo subterráneo que se mueve desde las elevaciones montañosas circundantes de la cuenca, hacia la planicie de los valles de menor altitud, lugar donde se encuentra la Laguna de Almoloya del Río y cauce natural del Río Lerma, con dirección sur-norte.

Por lo que respecta a la muestra TEC05 con 394 mg/l de salinidad, la cual proviene de San Pedro Techuchulco al sur de la Laguna de Almoloya del Río. Este manantial intercepta el flujo subterráneo proveniente de la parte sur de la región de estudio. El incremento de esta concentración sólo se puede atribuir a la disolución de los materiales del subsuelo, constituidos principalmente por rocas basálticas y andesíticas fracturadas. Ya que su composición isotópica presenta valores de -8.48 ‰ y -59.93 ‰ para el oxígeno-18 y deuterio respectivamente, estos valores indican que las muestras de agua no están expuestas

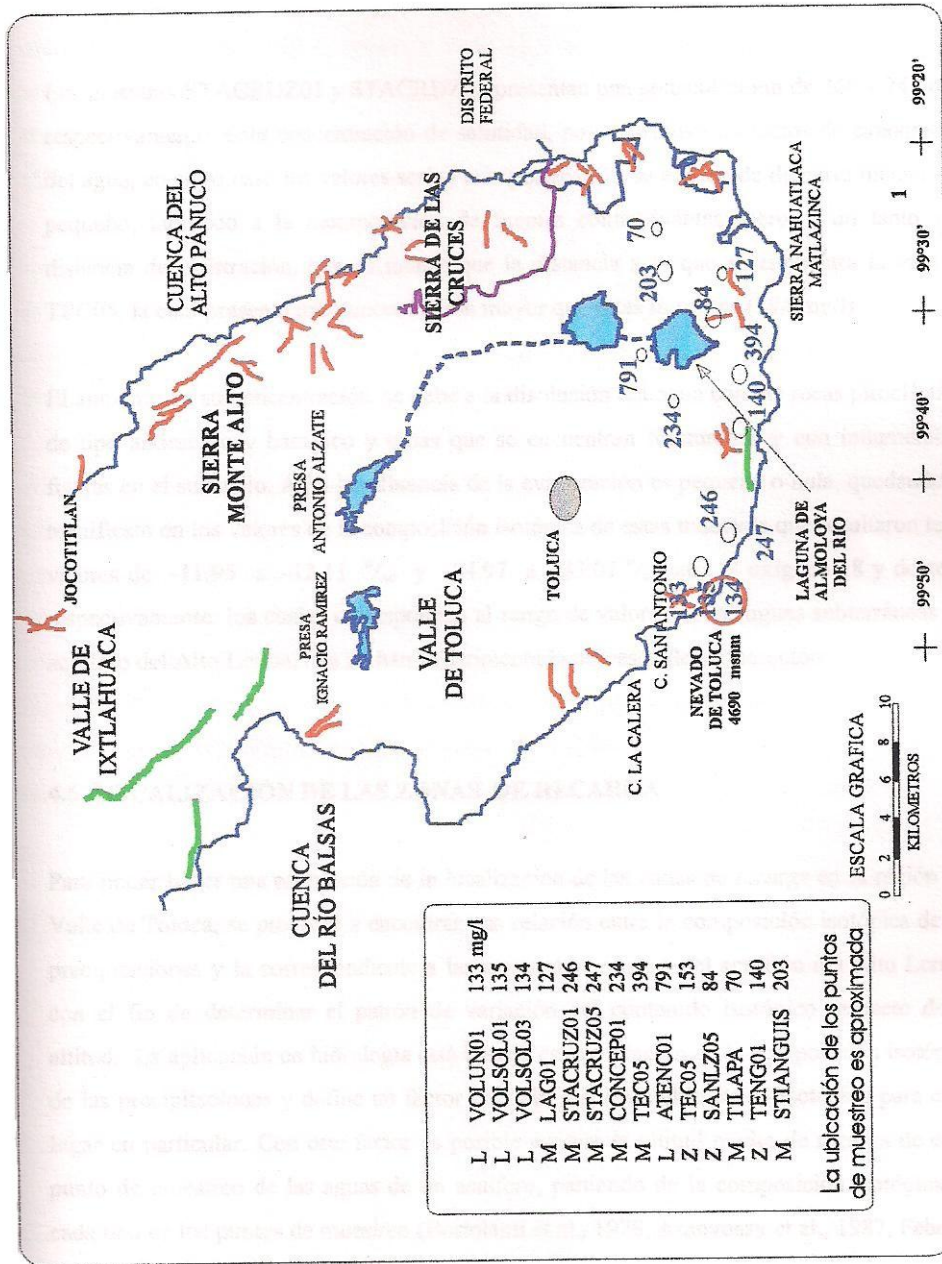


Figura 4.15 Distribución espacial de la salinidad en la zona de estudio

a fuertes procesos de evaporación, es decir, su salinidad no se debe a procesos de evaporación.

Las muestras STACRUZ01 y STACRUZ05 presentan una concentración de 246 y 247 mg/l respectivamente. Esta concentración de salinidad, no se atribuye a efectos de evaporación del agua, en cuyo caso los valores serían más positivos y su exceso de deuterio mucho más pequeño, tampoco a la incorporación de fuentes contaminantes; pero si un tanto a la distancia de infiltración, que es menor que la distancia a la que se encuentra la muestra TEC05, la cual presenta una concentración mayor que estas muestras (394 mg/l).

El aumento de su concentración, se debe a la disolución del agua con las rocas piroclásticas de tipo andesítico y basáltico y tobas que se encuentran fracturadas y con innumerables fisuras en el subsuelo. Aquí la influencia de la evaporación es pequeña o nula, quedando de manifiesto en los valores de la composición isotópica de estas muestras que resultaron tener valores de -11.95 a -12.11 ‰ y -84.97 a -83.07 ‰ para el oxígeno-18 y deuterio respectivamente, los cuales corresponden al rango de valores de las aguas subterráneas del acuífero del Alto Lerma, que no han experimentado procesos de evaporación.

4.6 LOCALIZACIÓN DE LAS ZONAS DE RECARGA

Para poder hacer una estimación de la localización de las zonas de recarga en la región del Valle de Toluca, se procedió a encontrar una relación entre la composición isotópica de las precipitaciones y la correspondiente a las aguas subterráneas del acuífero del Alto Lerma, con el fin de determinar el patrón de variación del contenido isotópico respecto de la altitud. La aplicación en hidrología está basada en la variación de la composición isotópica de las precipitaciones y define un factor llamado gradiente altimétrico isotópico para cada lugar en particular. Con este factor es posible estimar la altitud media de recarga de cada punto de muestreo de las aguas de un acuífero, partiendo de la composición isotópica de cada uno de los puntos de muestreo (Bortolami et al., 1978; Aranyossy et al., 1987; Febrilet et al., 1987; Leontiadis et al., 1983).

Para obtener los datos necesarios, se analizaron los trabajos elaborados para las precipitaciones en función de la altitud de muestreo, en la República Mexicana (Castillo et al., 1984) y en la región del poniente del Valle de México (Cortés, 1994). Para este trabajo se eligió la primera referencia ya que, para aplicaciones isotópicas en estudios hidrológicos, se obtienen resultados más confiables, al trabajar bajo un contexto más regional que local (Clark y Fritz, 1997).

La gráfica correspondiente se muestra en la figura 4.16. Se ha incluido en esta gráfica la recta de Regresión Lineal que ajusta los datos isotópicos (‰) y altitud en msnm. La última columna de los datos que se presentan, indica la altitud en msnm, de las estaciones pluviométricas donde se colectaron las muestras de agua de precipitaciones.

Al final de los datos, aparece un resumen con los valores promedio de la composición isotópica de las precipitaciones y la altitud, así como el contenido isotópico de las estaciones pluviométricas con la altitud máxima y mínima. Se incluye además, el valor del gradiente altimétrica isotópico, que se describe en seguida. En el último renglón aparece el valor 1073.01 msnm, el cual se ha calculado empleando la ecuación de la recta de regresión lineal que aparece en la gráfica de los datos mostrados. Este valor concuerda con el valor promedio de 1073 msnm, en el mismo cuadro. Es decir, la ecuación permite hacer una estimación de la altitud media de recarga en las precipitaciones.

El gradiente altimétrico isotópico (Ga), se calculó con la siguiente ecuación (Bortolami et al., 1978; Leontiadis et al., 1983; Febrilet et al., 1987):

$$C_m + ((A_M - A_m)/100)Ga = C_p \quad (4.1)$$

Donde:

C_m - Composición isotópica de la estación pluviométrica con la cota mínima (‰).

C_p - Composición isotópica de la estación pluviométrica con la cota máxima (‰).

- A_M - Altitud de la estación pluviométrica con la cota máxima (msnm).
- A_m - Altitud de la estación pluviométrica con la cota mínima (msnm).
- G_a - Gradiente altimétrico isotópico

Al sustituir los datos en la ecuación 4.1, se tiene:

$$-4.1 + ((4120 - 7)/100)G_a = -10.1$$

De aquí resulta un valor de $G_a = -0.145879 \text{ ‰}/100$ de elevación.

Este valor del gradiente altimétrico isotópico es consistente con la bibliografía para zonas templadas (Gat y Gonfiantini, 1981; Clark y Fritz 1997). Donde se ha reportado una variación del contenido isotópico entre los valores -0.1 a $-0.5 \text{ ‰}/100$ m de elevación para el ^{18}O .

Respecto de las aguas subterráneas de la cuenca del Alto Lerma, se ha estimado la altitud media de recarga para cada punto de muestreo, a partir del gradiente altimétrico y la ecuación (Febrilet et al., 1987):

$$H = H_o + ((C_m - C_p)/G_a) \times 100 \quad (4.2)$$

Donde:

- H - Altitud media de recarga (msnm).
- H_o - Altitud de la estación pluviométrica de referencia con la cota más elevada (msnm).
- C_m - Composición isotópica para cada punto de muestreo de las aguas subterráneas ($‰$).
- C_p - Composición isotópica de la estación pluviométrica localizada en H_o ($‰$).
- G_a - Gradiente altimétrico isotópico de las precipitaciones ($‰/100$ m de elevación).

El cálculo para el valor de -9.99 ‰ por ejemplo, empleando la ecuación 4.2, resulta:

$$H = 4120 + ((-9.99+10.1)/(-0.145879))*100$$

De donde resulta: $H = 4044.5950$.

El resultado de los cálculos para los valores de todos los puntos de muestreo, se presentan en la Tabla 4.5.

Tabla 4.5. Composición isotópica y altitud de recarga en aguas subterráneas en la Cuenca del Alto Lerma.

| <i>No.</i> | <i>Muestra</i> | <i>Origen</i> | <i>Altitud (msnm)</i> | <i>$\delta^{18}O$ (‰)</i> | <i>Altitud de Recarga (msnm)</i> |
|------------|----------------|---------------|-----------------------|--------------------------------------|----------------------------------|
| 1 | LAG01 | Laguna | 2800 | -3.03 | -726.48 |
| 2 | VOLUN01 | Laguna | 4498 | -4.78 | 473.14 |
| 3 | VOLSOL01 | Laguna | 4500 | -5.53 | 987.26 |
| 4 | VOLSOL03 | Laguna | 4500 | -5.74 | 1131.22 |
| 1 | ATENC01 | Laguna | 2572 | -10.71 | 4538.16 |
| 6 | CONCEP01 | Manantial | 2587 | -9.36 | 3612.73 |
| 7 | STACRUZ01 | Manantial | 3100 | -11.95 | 5388.18 |
| 8 | TEC05 | Manantial | 2573 | -8.48 | 3009.49 |
| 9 | STACRUZ05 | Manantial | 3100 | -12.11 | 5497.86 |
| 10 | TECH01 | Pozo | 2573 | -8.59 | 3084.90 |
| 11 | TECH02 | Pozo | 2573 | -6.45 | 1617.93 |
| 12 | TENG01 | Pozo | 2650 | -10.14 | 4147.42 |
| 13 | ALMOYA06 | Pozo | 2572 | -10.66 | 4503.88 |
| 14 | SLZO05 | Pozo | 2580 | -9.99 | 4044.60 |
| 15 | ALMOL-LER | Pozo | 2600 | -9.40 | 3640.15 |
| 16 | ALMOL-LER | Pozo | 2600 | -9.80 | 3914.35 |
| 17 | ALMOL-LER | Pozo | 2600 | -9.60 | 3777.25 |
| 18 | ALZATE-LER | Pozo | 2570 | -9.00 | 3365.95 |
| 19 | ALZATE-LER | Pozo | 2570 | -9.20 | 3503.05 |
| 20 | ALZATE-LER | Pozo | 2570 | -8.80 | 3228.85 |
| 21 | IXTLAH-LER | Pozo | 2550 | -10.00 | 4051.45 |
| 22 | JOCOT-LER | Pozo | 2550 | -9.60 | 3777.25 |
| RESUMEN | | | | | |
| | VALOR MIN. | | 3100 | -12.11 | 5497.86 |
| | VALOR MAX. | | 2573 | -8.48 | 3009.48 |
| | VALOR PROM. | | | -8.7691 | 3207.66 |

La cuarta columna de la Tabla 4.5, indica la altitud del punto de muestreo. La última columna indica los valores calculados de la Altitud de Recarga, la cual según se ve para la mayoría de los datos es mayor que la altitud del punto de muestreo. Esto resulta lógico ya que el punto de recarga tiene que ser mayor a la altitud del punto de la toma de muestra de agua. Sin embargo, como se ve en la misma tabla, algunos valores de la altitud de recarga no son lógicos, cuando se compara con la altitud de la toma de muestras (columna 4, Tabla 4.5). Esto se manifiesta sobre todo, para las lagunas, lo cual ya se esperaba según la bibliografía consultada. Esta aplicación en hidrología se aplica más específicamente para hacer la estimación de una Altitud Media de Recarga, para un conjunto de puntos de un lugar determinado, para el cual se conoce la composición isotópica.

La Altitud Media de Recarga, se ha calculado con el valor promedio de la composición isotópica de las aguas subterráneas de la Cuenca del Alto Lerma $-8.7691 ‰$ y aparece en el último renglón de la tabla mencionada, con un valor de 3207.66 msnm.

Esta cota topográfica se encuentra dentro de las elevaciones circundantes de la Cuenca Alta del Río Lerma, tanto en la Sierra de las Cruces y Monte Alto al oriente y el Nevado de Toluca al poniente como en la Sierra Tenango y Cerro del Ajusco al sur de la cuenca. Estas áreas representan las zonas de recarga y se han marcado en la ilustración de la figura 4.17.

Esencialmente las zonas de recarga están constituidas por derrames lávicos de tipo andesítico y basáltico que se encuentran intercalados con tobas, aglomerados y brechas, que por su formación tectónica, se caracterizan por la presencia de fracturas con distinta orientación y dirección variable y conforman sus elementos topográficos e hidrogeológicos para conducir el agua desde el lugar de captación de la infiltración hasta la planicie de los valles más bajos de este acuífero.

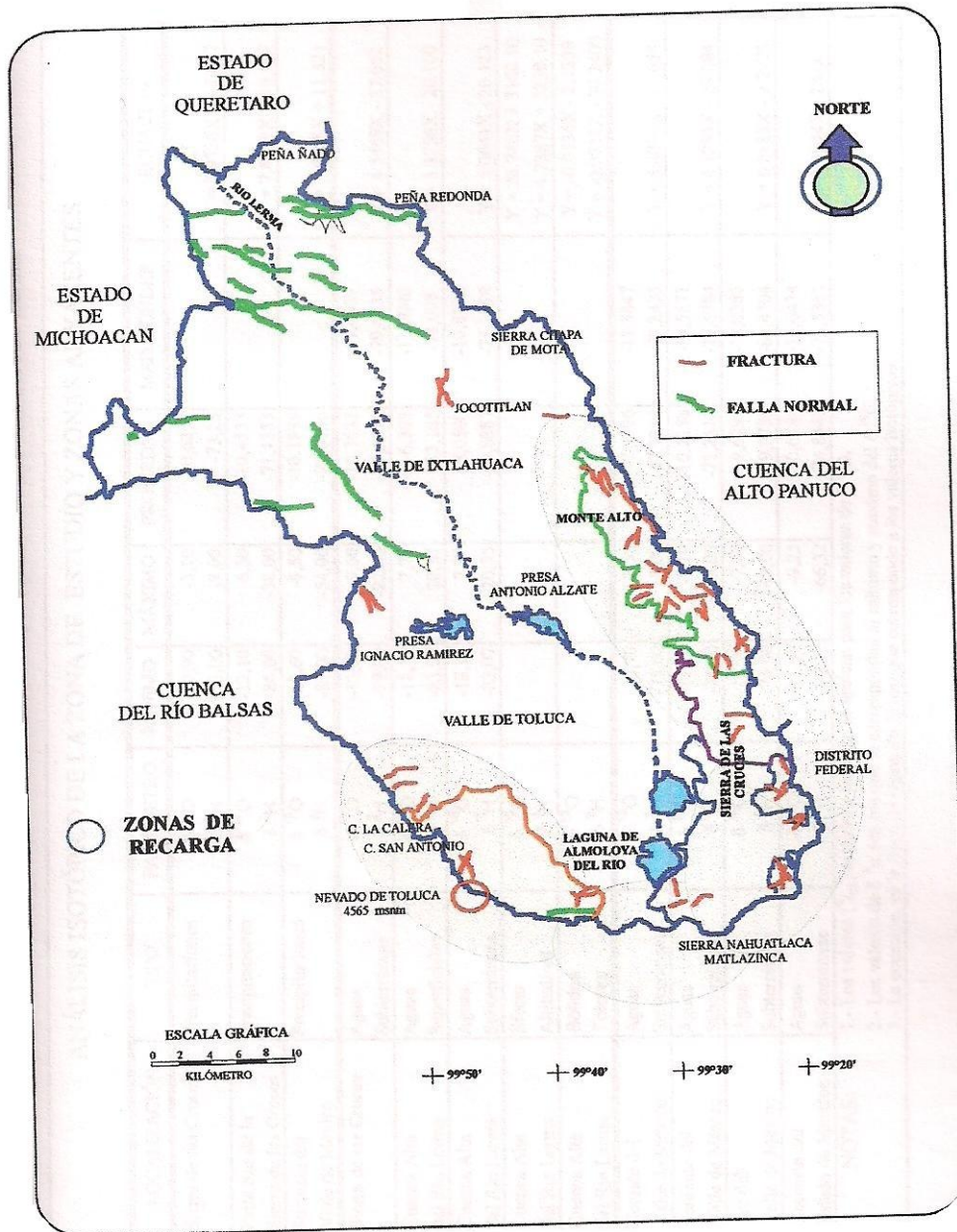


Figura 4.17 Localización de las zonas de recarga en la Cuenca Alta del Río Lerma

Tabla 4.6 Resumen del Análisis Isotópico de la Cuenca Alta del Río Lerma.

| ANÁLISIS ISOTÓPICO DE LA ZONA DE ESTUDIO Y ZONAS ADYACENTES | | | | | | | |
|---|--------------------|-----------------------|---------|--------|----------|--------------|--------------------------|
| LOCALIZACIÓN | TIPO | PARÁMETRO | MÍNIMO | MÁXIMO | PROMEDIO | MED. PONDER. | ECUACIÓN |
| Sierra de las Cruces | Precipitaciones | $\delta^{18}\text{O}$ | -20,90 | -3,10 | -10,6292 | | $Y = 7.9326X + 11.067$ |
| | | $\delta^2\text{H}$ | -153,00 | -9,00 | -73,25 | | |
| Parte Sur de la Sierra de las Cruces | Precipitaciones | $\delta^{18}\text{O}$ | -12,10 | -6,50 | -10,4533 | | |
| | | $\delta^2\text{H}$ | -86,00 | -38,00 | -71,1333 | | $Y = 7.8119X + 10.527$ |
| Suroeste del Valle de México | Precipitaciones | $\delta^{18}\text{O}$ | -12,60 | -8,50 | -10,1889 | | |
| | | $\delta^2\text{H}$ | -87,00 | -54,00 | -70,0556 | | $Y = 7.9868X + 11.321$ |
| Sierra de las Cruces | Aguas | $\delta^{18}\text{O}$ | -13,00 | -9,60 | -10,3632 | -11,4389 | |
| | Subterráneas | $\delta^2\text{H}$ | -99,00 | -82,00 | -74,6316 | -79,6735 | $Y = 4.5469X - 27.662$ |
| Cuenca Alta del Río Lerma | Aguas | $\delta^{18}\text{O}$ | -12,11 | 7,77 | -6,392 | -11,3046 | |
| | Superficiales | $\delta^2\text{H}$ | -83,07 | 20,35 | -53,183 | -78,608 | $Y = 5.1756X - 20.100$ |
| Cuenca Alta del Río Lerma | Aguas | $\delta^{18}\text{O}$ | -12,11 | 7,77 | -8,0500 | -10,8732 | |
| | Subterráneas | $\delta^2\text{H}$ | -83,07 | 20,35 | -60,8887 | -75,1859 | $Y = 5.0641X - 20.123$ |
| Cuenca Alta del Río Lerma | Efecto Altitudinal | $\delta^{18}\text{O}$ | | | | | $Y = 26.746X + 3180.90$ |
| | | $\delta^2\text{H}$ | | | | | $Y = 4.2387X + 3230.10$ |
| Cuenca Alta del Río Lerma | Sólidos | $\delta^{18}\text{O}$ | | | | | $Y = -0.0136X - 2.1239$ |
| | Totales | $\delta^2\text{H}$ | | | | | $Y = -0.0732X - 30.2400$ |
| Noreste del Valle de México | Aguas | $\delta^{18}\text{O}$ | -10,70 | 3,50 | -7,3706 | -11,3847 | |
| | Subterráneas | $\delta^2\text{H}$ | -75,00 | 3,00 | -57,5294 | -79,2433 | $Y = 5.4094X - 17.659$ |
| Poniente del Valle de México | Aguas | $\delta^{18}\text{O}$ | -11,70 | -9,10 | -10,2188 | -10,5571 | |
| | Subterráneas | $\delta^2\text{H}$ | -78,00 | -69,00 | -71,2813 | -72,6784 | $Y = 4.1294X - 29.084$ |
| Sur del Valle de México | Aguas | $\delta^{18}\text{O}$ | -10,90 | -7,30 | -9,6292 | -12,0386 | |
| | Subterráneas | $\delta^2\text{H}$ | -74,00 | -48,00 | -69,3750 | -84,4304 | $Y = 6.2485X - 9.2073$ |
| Noroeste del Estado de Morelos | Aguas | $\delta^{18}\text{O}$ | -11,45 | -9,25 | -10,6584 | -11,0434 | |
| | Subterráneas | $\delta^2\text{H}$ | -78,13 | -66,32 | -74,8442 | -76,5361 | $Y = 4.3944X - 28.007$ |

NOTAS:
 1.- Los valores ($\delta^{18}\text{O}$) mínimo y máximo se aplican para los valores de $\delta^{18}\text{O}$.
 2.- Los valores de $\delta^2\text{H}$ son los que le corresponden al mínimo y máximo del $\delta^{18}\text{O}$.
 3.- La ecuación, es la línea de regresión lineal que corresponde a los valores isotópicos.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 CONCLUSIONES

La composición isotópica de las aguas superficiales presenta un valor mínimo de -12.11 ‰ y un máximo de 7.77 ‰ con un valor medio ponderado de -11.3046 ‰ para el ^{18}O . Para el deuterio se tiene -83.07 ‰ y 20.35 ‰ respectivamente, con un valor medio ponderado de -78.608 ‰. Estos valores ponderados, están muy cercanos a los reportados para las precipitaciones de las elevaciones circundantes, esto permite deducir que el origen de las aguas superficiales, es de tipo meteórico. Son las precipitaciones acaecidas en las elevaciones montañosas, las que forman los escurrimientos superficiales.

El rango de valores de la composición isotópica reportados en las aguas superficiales, está comprendido en el rango de valores de las aguas subterráneas. Esto indica que una parte de las masas de agua que captan las zonas de recarga, forman escurrimientos superficiales a lo largo de su trayectoria hacia las partes más bajas y otra se infiltra, hasta alcanzar la zona saturada del acuífero principal; se trata del mismo tipo de agua.

La composición isotópica de las aguas subterráneas resultó con valores de la media ponderada de -10.8730 ‰ para el ^{18}O y de -75.1840 ‰ para el deuterio, son valores cercanos a los reportados para las precipitaciones de la Sierra de las Cruces (-10.6292 ‰ y

- 73.2500 ‰). Esto indica finalmente, que las aguas que recargan el acuífero de la Cuenca del Alto Lerma, provienen de las aguas meteóricas de las elevaciones circundantes. Los valores promedio: - 8.0500 ‰ y - 60.8887 ‰ para el oxígeno 18 y deuterio respectivamente, son ligeramente menores a los valores promedio de las precipitaciones de la Sierra de las Cruces, esto permite deducir una tendencia estacional para la recarga. La recarga es mayor en verano y menor en otras épocas del año.

El análisis de la composición isotópica de las aguas subterráneas, permite distinguir tres tipos de agua bien definidos:

- Aguas cuyos valores de composición isotópica caen sobre la Línea Meteórica Local, son aguas de pozos poco profundos instalados sobre aluviones en las partes planas o de poca pendiente, agua de recarga que no ha experimentado enriquecimiento por evaporación antes o durante su infiltración.
- Aguas cuya composición isotópica cae a la derecha de la Línea Meteórica Local, son aguas fuertemente enriquecidas por evaporación, se mueven con una velocidad de infiltración muy lenta hacia la zona saturada, el agua debe permanecer largos períodos de tiempo en las grandes depresiones del terreno o en la parte superior de la zona no saturada, donde adquieren este enriquecimiento típico antes de infiltrarse.
- Aguas excesivamente evaporadas. Su composición isotópica cae muy a la derecha de la Línea Meteórica Local, es una muestra que proviene de la Laguna de Almoloya del Río, son valores mayores a cero, 7.77 y 20.35 ‰ para oxígeno-18 y deuterio respectivamente, con un exceso de deuterio de - 41.18 ‰. Estos valores indican que las aguas de la laguna están expuestas a fuertes procesos de evaporación, debido principalmente a la baja permeabilidad de los materiales superficiales del fondo de la misma, constituidos por sedimentos lacustres: arena, arcilla y limo. Esto permite deducir que la Laguna de Almoloya del Río está desconectada del acuífero y sus aguas no contribuyen a los mecanismos de recarga o si lo hacen, sería en cantidades muy pequeñas.

Por lo que respecta a la recta característica de la composición isotópica de las aguas subterráneas de la cuenca del Alto Lerma, su pendiente de 5.0641 se encuentra dentro de los valores que corresponden a las ecuaciones de las zonas aledañas estudiadas. Esta ecuación se encuentra consistente con éstas en el ámbito regional dentro de la Faja Neovolcánica.

La distribución de la salinidad en las muestras de agua, describe un comportamiento perfectamente definido. Las muestras colectadas en las elevaciones montañosas, presentan valores entre 127 y 135 mg/l y las muestras de las partes bajas, presentan valores comprendidos entre 234 y 247 mg/l. Las primeras representan la salinidad de las zonas de recarga y las segundas a las zonas de descarga, mientras menor es la distancia de infiltración de las masas de agua de recarga de un acuífero, menor es la concentración de la salinidad en las mismas, a mayores concentraciones de este parámetro, mayor es la distancia del punto de infiltración.

La muestra que presentó la mayor concentración de salinidad (791 mg/l), proviene de la parte norte de la Laguna de Almoloya del Río. Es una muestra sujeta a la incorporación de agentes contaminantes, de tipo urbano e industrial. Al este del punto de muestreo existen fuentes y gradientes topográficos que favorecen su contaminación. Por la parte oriente de la cuenca, la distribución de la salinidad presenta el mismo comportamiento, las concentraciones menores se obtuvieron en las elevaciones (Tilapa 70 mg/l) y aumenta hacia las partes bajas (S. Tianguistenco 203 mg/l), hasta llegar a la Laguna de Almoloya del Río (693 mg/l). Esto permitió estimar un flujo subterráneo que se mueve de las elevaciones montañosas hacia las partes de menor altitud. Esto significa que el gradiente topográfico es el único responsable de la dinámica del flujo subterráneo en el acuífero del Alto Lerma.

Respecto de la identificación de las zonas de recarga, el análisis del efecto altitudinal, permitió determinar el gradiente altimétrico isotópico con un valor de -0.145879 ‰ por cada 100 m de elevación para los datos de la composición isotópica del oxígeno-18. Este valor permitió hacer la estimación de la altitud de recarga de cada muestra de agua dentro del acuífero y para la mayoría de los datos resultó congruente con la topografía regional.

No obstante, la utilidad potencial del gradiente altimétrico, fue para estimar la altitud media de recarga dentro del acuífero, tomando en cuenta los datos de precipitaciones en el contexto territorial. La altitud media de recarga estimada para un valor promedio de la composición isotópica de -8.6791‰ de oxígeno-18, resultó con un valor de 3207 msnm. Esta cota topográfica media de infiltración se encuentra consistente dentro de las elevaciones montañosas del acuífero, tanto al oriente sobre la Sierra de las Cruces y Monte Alto, como en la parte poniente sobre el Nevado de Toluca y al sur de la cuenca del Alto Lerma, en la Región del Valle de Toluca. Esto último permitió hacer una ilustración esquemática de las zonas de recarga del acuífero principal. Las zonas de recarga esencialmente se caracterizan por su formación andesítico basáltica, con intercalaciones de tobas, aglomerados y brechas, con innumerables fracturas y fallas, de orientación variable, elevada permeabilidad y alta capacidad de infiltración hacia el subsuelo.

5.2 RECOMENDACIONES

En la realización de este trabajo se pudo constatar que existen pocos trabajos en esta cuenca con el empleo de técnicas isotópicas. Tanto el oxígeno-18 como el deuterio son excelentes trazadores para estudiar la dinámica de grandes masas de agua, permitiendo el estudio de los sistemas hidrológicos en unidades regionales o a gran escala, lo cual expande las posibilidades interpretativas. Se trata de técnicas directas independientes del tiempo y el espacio por lo que conducen a conclusiones inequívocas. Es necesario fomentar estas aplicaciones en el acuífero del Alto Lerma, por la parte sur y poniente de la misma, ya que es ahí donde se carece de datos isotópicos en precipitaciones y aguas subterráneas, esto permitirá enriquecer el estudio acerca de la hidráulica subterránea y superficial en toda su extensión, así como las condiciones y dinámica del flujo subterráneo lo mismo en las zonas de recarga que en las de descarga. Ya que uno de los resultados más importantes de este trabajo, fue la identificación de las zonas de recarga, se hace necesario su plena localización y señalización en campo, a fin de promover los anteproyectos necesarios para la preservación de estas áreas, con el fin de regular asentamientos peligrosos, lo cual incide directamente en la calidad de las aguas para consumo potable.

El empleo de isótopos de otros elementos como el cloro y el carbono, podría llegar a complementar los estudios como el presente trabajo, ya que el cloro se encuentra presente en las moléculas del agua desde su origen en el agua de mar por su contenido salino y se incorpora a las aguas subterráneas a través de las precipitaciones al ganar continentalidad, tiene un número ilimitado de fuentes identificables y se conserva hidroquímicamente. El carbono-14, isótopo del carbono, permitiría verificar la edad de las aguas subterráneas de una cuenca, a través del estudio de la variación de su concentración en las aguas subterráneas y su relación con las fuentes de recarga.

Una de las aplicaciones muy importantes en esta región, sería el empleo del tritio, es el tercer isótopo del hidrógeno que se caracteriza por ser radiactivo es decir, su concentración en muestras de agua disminuye a través del tiempo. Un acuífero regional lo van formando el agua de las precipitaciones de varios años, así como los escurrimientos superficiales y las fuentes de aguas subterráneas. Las precipitaciones contribuyen a la formación del acuífero a través de distintas mezclas que ocurren en la zona no saturada y el flujo hacia la zona de recarga, donde las adiciones de origen meteórico al nivel freático, contribuyen a incrementar las aguas subterráneas. Una vez que esta agua llega a la zona confinada, a una profundidad donde ya no reciben contribuciones adicionales de la superficie, su contenido en concentración de tritio decrece por decaimiento a través del tiempo y por lo tanto la concentración de este elemento será una función del tiempo de residencia. Esta aplicación hace posible la identificación de aguas, antiguas o modernas. Información muy importante para establecer políticas de gestión para la preservación y conservación de las zonas de recarga.

Se hace necesario fomentar estas aplicaciones para complementar el estudio de la dinámica de las aguas subterráneas y superficiales de esta cuenca en toda su extensión territorial. Esencialmente por ser el Valle de Toluca el origen de una de las cuencas más importantes del nuestro país, el Sistema Lerma-Chapala-Santiago. Su deterioro y preservación regional impactan considerablemente el resto del sistema. Asimismo por su importancia territorial en cuanto a su proximidad con la ciudad de México, por su histórica aportación de agua potable para consumo de la población Metropolitana.

BIBLIOGRAFÍA

Albores Zárate, B. 1995. Tules y sirenas. El impacto ecológico y cultural de la industrialización en el alto Lerma. El Colegio Mexiquense. Toluca, Estado de México. Gobierno del estado de México. México.

Aranyossy, J. F., Pourrut, P., Maldonado, A. 1987. Cubeta de Quito: Comportamiento general y problemática de la Recarga Natural del Acuífero. Seminario Regional para América Latina. Estudios de Hidrología Isotópica. Inf. IAEA-TECDOC-502. Viena 1989.

Arizabalo, R. D., Rodríguez, R., Cortes, A., Fritz, P. 1987. Comportamiento del sistema acuífero del área de Santa Catarina, ciudad de México. México. Estudios de Hidrología Isotópica en América Latina. Informe IAEA-TECDOC-502. IAEA, Viena, 1989.

Bortolami, G. C., Ricci, B., Suzella, G. F., Zuppi, G. M. 1978. Isotope Hydrology of the Val Coraoglia, Maritime Alps, Piedmont, Italy. In Isotope Hydrology. IAEA. Vienna, 327-350.

Cárdenas, S. L. 1985. Geografía física del Estado de México. Secretaría de Educación Cultura y Bienestar Social. Gobierno del Estado de México. México.

Castillo, R., Morales, P., Ramos, S., Mata, I., Vivaldo, O. 1984. El oxígeno-18 en las aguas meteóricas de México. México. Revista Mexicana de Física 31 (1985) 637-647.

Clark, Ian y Fritz, Peter. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. Department of Geology, University of Ottawa Canada. Canadá.

CNA, Comisión Nacional del Agua. 1990. Informe de avances del programa de ordenamiento de los aprovechamientos hidráulicos y saneamiento de la cuenca Lerma-Chapala. Colección Lerma- Chapala. Volumen I. No. 1. SARH. México.

CNA, Comisión Nacional del Agua. 1993. Informe 1989-1993 México, Distrito Federal. México

CNA, Comisión Nacional del Agua. 1999. Tablas estadísticas por entidad federativa. México, D. F. México.

Coleman, M. L., Sheperd, T. J., Durham, J. J., Rouse, J. E. and Moore, G. R. 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Analytical Chemistry* 54: 993-995.

Cortes, A. y Farvolden, R. N. 1989. Isotope studies of precipitation and groundwater in the Sierra de las Cruces. México. *Journal of Hydrology* 107: 147-153.

Cortés, A., Arizabalo, R. D. y Rocha, R. 1989. Estudio hidrogeoquímico isotópico de manantiales en la cuenca de México. *Geofis. Int.* 28. 265-282.

Cortés, A., Durazo, J., Farvolden, R. N. 1997. Studies of isotopic hydrology of the basin of Mexico and vicinity: annotated bibliography and interpretation. *Journal of Hydrology* 198. P. 346-376.

Cortés, S. A. 1994. Isotopic studies of precipitation in the basin of Mexico. *J. of Hydrology*. To be submitted.

Craig, H. 1957. Isotopic Standards Carbon and Oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 12: 133-149.

Craig, H. 1961 Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen in natural waters. *Science* 133. 917 p.

Darling, W. G. And Bath, A. H., 1988. A stable isotope study of recharge processes in the English Chalk. *Journal of Hydrology*, 101: 31-46.

Davis, S.N. y Bentley, H. W. 1982. Dating Groundwater, a short review in Nuclear and Chem. Dating Tech.. Lloyd Curie, Dec., Am . Chem. Soc. Symp. No. 176, Chapter 11, pp. 187-222.

DDF. Departamento del Distrito Federal. 1949. Las obras de Lerma. Memorias del 1er. Congreso Internacional de Ingeniería Civil, México, D. F.

De Cserna, Z. 1981. Geología de los Estados de Guerrero, México y Michoacán. México.

DGCOH, Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica. 1992. DDF. Estudio hidrogeológico regional de los Valles de Toluca e Ixtlahuaca. Grupo Herram de México, S. A. de C. V. Tomo I, México.

DGCOH, Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica. 1996. Informe de la dirección técnica. México.

Dincer, T., Al-Mugrin, A. and Zimmemann, U., 1974. Study of the infiltration and recharge through the sand dunes in arid zones with special reference to the stable isotopes and thermonuclear tritium. *Journal of Hydrology*, 23: 79-109.

Douglas, M. 1997. Mixing and temporal variations of groundwater inflow at the Con Mine, Yellowknife, Canada: An analogue for a radioactive waste repository . Unpublished. M.Sc. thesis, Department of Geology, University of Ottawa, Canada 101 p.

Ellis, J. 1980. A convenient parameter for tracing leachate for sanitary landfills. *Water Research* 14(9): pp. 1283-1287.

Epstein, S. and Mayeda, T. K. 1953. Variation of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio in natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4: 213.

Febrilet, J. F., Bueno, E., Seiler, K. P., Stichler, W. 1987. Interpretación de las mediciones isotópicas en los manantiales del Río Sonador y del manantial del Río

Aguacate en el norte de la República Dominicana. Seminario Regional para América Latina. Estudios de Hidrología Isotópica. Informe: IAEA-TECDOC-502. Viena 1989.

Ferronsky, V. I. y Polyacov, V. A. 1982. Environmental isotopes in the hydrosphere. John W. and Sons. Interscience Publications, New York, 446 p.

Figueroa, V. G. 1970. Los acuíferos del Alto Lerma. Comisión hidrológica de la Cuenca del Valle de México. Toluca, Estado de México. México.

Fontes, J. C. y Fritz, P. 1975. A review of the I.A.E.A. Symp. Of Isot. Techniques in Groundwater Hydrology. Earth and Planetary Science Letters, v. 4, pp. 321-324.

Fontes, J. Ch. 1980. Environmental isotopes in groundwater hydrology. In: Handbook of Environmental Geochemistry. V1. Elsevier, Amsterdam. pp. 75-134.

Friedman, I. 1953. Deuterium content of natural waters and other substances. Geochimica et Cosmochimica Acta 4: 89-103.

Friedman, I., Machta, L. Y Soler, R. 1962 Water vapor exchange between a water droplet and its environment. Journal of Geophysical Research. 67: 2761-2766.

Fritz, P y Fontes, CH. 1980. Environmental isotopes in groundwater hydrology. Handbook of environmental isotope geochemistry. Elsevier Scientific Publishing Co. Volumen I. Amsterdam.

Gaspar, E. y Oncescu, M. 1972. Radioactive tracers in Hydrology: Elsevier Publishing Co., pp. 77-154.

Gat, J. R. 1971. Comments on the stable isotope method in regional groundwater investigations. Water Resources Research. 7, 980-993.

Gat, J. R., Gonfiantini, R. 1981. Stable Isotope Hydrology. Deuterium and oxygen 18 in the water cycle. Tech. Report Series 120. IAEA: 337 p. Viena.

GEM, Gobierno del Estado de México. 1997. Comisión Coordinadora para la Recuperación de la Cuenca del Río Lerma. Atlas ecológico de la cuenca Hidrográfica del Río Lerma. Tomo III. Atlas de ecosistemas productivos

GEM. Gobierno del Estado de México. 1986. Sistema Estatal de Información. Carta de uso de suelo, Escala 1:250,000. Toluca. México.

GEM. Gobierno del Estado de México. 1993. Atlas Ecológico. Atlas ecológico de la cuenca hidrográfica del Río Lerma. Tomo I, Cartografía. Gobierno del Estado de México.

Gibson , J J., Edwards, T. W., Bursey, G. G. y Prowse, T. D. 1993. Estimating evaporation using stable isotopes: Quantitative results and sensitivity for two catchments in northern Canada. *Nord Hydrogeology*. 24: 79-94.

Gonfiantini, R. 1978. Standard for stable isotope measurement in natural compounds. *Nature (London)* 271, 534-536.

Gonfiantini, R. 1986. Environmental isotopes in lake studies. In: P. Fritz and J. C. Fontes (Editors) *Handbook of environment isotope Geochemistry*, 2. The terrestrial environment B. Elsevier, Amsterdam. Pp. 113-168.

González, H. L., Sánchez, D. L. 1992. Las técnicas isotópicas una herramienta eficaz para el diagnóstico y evaluación de las aguas subterráneas. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. Coordinación de Tecnología de Sistemas Hidráulicos. Ingeniería Hidráulica de México. Enero-abril 1992. México.

Hernández, M. A. 1986. Estudio Geohidrológico preliminar de la cuenca del Alto Lerma, Estado de México. II Seminario práctico de Geohidrología, IPN.

INEGI. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. 1981. Síntesis Geográfica del Estado de México. México.

IPESA. Ingeniería y Procesamiento electrónico, S. A. de C. V. 1984. Rehabilitación de la Laguna de Almoloya del Río en Lerma Estado de Méx. No paginado. México, D. F.

Issar, A., Quijano, J. L., Castro, M. 1984. The isotopic hydrology of the groundwater of Central Mexico. *Journal of Hydrology*. 71: 201-224.

Legorreta, Jorge. 1997 Agua de lluvia, la llave del futuro en el valle de México. UAM. Centro de Ecología y Desarrollo. "La Jornada", México, D.F. 28 de Julio 1997, pp.1-12.

Leontiades, J. L., Payne, B. R., Letsios, A., Papagianni, N., Kakarelis, D., Chadjiagorakis, D. 1983. Isotope Hydrology Study of Kato Nevroko of Dramas. In: *Isotope Hydrology*. IAEA, Vienna 193-206.

Lesser, Lesser y Asociados 1992. Estudio para el diagnóstico del acuífero del Valle de Toluca, para implementar la reglamentación de la extracción de aguas subterráneas. Tomo I, Informe. No paginado. Proyecto para la Dirección de Infraestructura Rural. Secretaría de Desarrollo Agropecuario del GEM, contrato No. DIA-92-21-C.

Libby, W. F. 1946 Atmospheric helium three and radiocarbon from cosmic radiation. *Phys. Rev.* 69: 671-672.

Mooser, F. 1975. Historia geológica de la cuenca del Valle de México. In: *Memorias de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal*. Vol. 1. México, D. F.

Morales, P., Cortés, A., Casar, I., Arizabalo, R. D., Aravena, R. 1987. Isótopos ambientales y estudio geoquímico del agua subterránea de la parte noroccidental del Estado de Morelos, México. International Atomic Energy Agency IAEA, Vienna 1989.

Munnich, K. O. 1957. Messung des ^{14}C -Gehaltes von hartem Grundwasser. *Naturwiss.* 44: 32-39.

Nier, A. O. 1950. A redetermination of the relative abundance of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Phys. Review* 74: 789.

- OIEA. 1983. International Atomic Energy Agency. "Isotope Hydrology", International Symposium on Isotope Hydrology in Water Resources Development, Vienna, sept. 1983.
- Oliver, R.D., Nieva, F., Flores, H. F., Verma, S. P., Santpoyo, E., Portugal, E, 1987. Evaluación hidrogeoquímica en la cuenca de México y parte del Alto Lerma(Proceedings). Geos-Boletín de la Unión Geofísica Mexicana, 1:27.
- Ortega, G. A., Cherry, J.A., Aravena, R. 1994. Origin of pore water and salinity in the lacustrine acuitard overlying the regional acuífero of Mexico City. Journal of Hydrology. 3280: 1-24.
- Piña, R. F. 1999. Monografía del municipio de Tenango del Valle. GEM. Estado de México. México.
- Probosque, 1990. Cuadros estadísticos de erosión por municipio de la cuenca alta del Río Lerma. México, p. 1-3.
- Quijano, J. L. 1987. Composición isotópica de las aguas termales de la parte central de México. Gerencia de Proyectos Termoeléctricos, CFE. Morelia, México. Estudios de Hidrología Isotópica en América Latina. Informe IAEA-TECDOC-502. IAEA, Viena. 1989.
- Raisz, E. 1964. Landforms of México. Mapa con texto, escala 1: 300,000. Second Edition, Cambridge, Mass.
- Robertson, W. D., Cherry, J. A. 1989. Tritium as indicator of recharge and dispersion in a groundwater system in central Ontario Canada. Canada.
- Rozanski, K., Gonfiantini, R. 1990. Environmental Isotopes in hydrology. Boletín del IAEA, International Atomic Energy Agency, Vol. 32, No. 4. p. 9-15.
- SARH. Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos. 1981. Estudio sobre la evaporación y sus aplicaciones. Servicio Meteorológico Nacional. Dirección General. Serie Reporte Técnico, No. 2. México.

SARH. Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos. 1982. Normales Climatológicas. Dirección del Servicio Meteorológico Nacional. México, D. F., México.

SARH. Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos. 1988. Estimación de la anomalía probable de la precipitación anual en la República Mexicana. O. M. N. México, D. F., México.

Schoch-Fischer, Rozanski, K. 1983. Hydrometeorological factors controlling the time variation of deuterium, oxygen 18 y tritium in atmospheric water vapour and precipitation in the Northern Westwin Belt. Proc. International Symp. Vienna, sept. p. 3-30.

SEDAGRO. Secretaría de Desarrollo Agropecuario del Estado de México. 1995. Programa de desarrollo agropecuario Región Lerma. GEM, México.

SMN. Servicio Meteorológico Nacional. 1999. Observatorio Meteorológico Nacional. Datos Climatológicos del Estado de México.

SRH. . Secretaría de Recursos Hidráulicos. 1970. Comisión hidrológica de la cuenca del Valle de México. Los Acuíferos del Alto Lerma. Oficina de estudios especiales, Oct. 1970.

SRH. Secretaria de Recursos Hidráulicos. 1969. Comisión Hidrológica de la cuenca del Vallè de México. Notas sobre el acuífero del Alto Lerma. México.

Starr, J. 1992. Water security: The missing link in the mideast strategy. Special Issue, Canadian Journal of Development studies and international water resources association. Canadá. Canadá.

Thorpe, H. R. 1979. Movement of contaminants into and through the Heretaunga Plains Aquifers, Hawkes Bay, New Zeland: Conf. on Groundwater Pollution, Perth, Australia.

UNITECNIA, S. A. DE C. V. 1996. Estudio para el diseño de redes de monitoreo de los acuíferos de los Valles de Toluca e Ixtlahuaca, en el Estado de México. CNA. Subdirección General Técnica de Aguas Subterráneas. México.

Urey, H. C. 1947. The thermodynamic properties of isotope substances. *Journal of Chemical Society*: 562-581.

Villada, J. V. 1893. Administración Pública del Estado cuatrienio 1889-1893. Comisión Coordinadora para la Recuperación Ecológica del Río Lerma. Gobierno del Estado de México. México.

Villegas, R. F., Flores, S. A., Morales, P. 1986. Caracterización hidrogeoquímica e isotópica del agua subterránea en la región de Villa Ahumada Samalayuca, Estado de Chihuahua. México.